GEOLOGISCHE UND LAGERSTÄTTENKUNDLICHE UNTERSUCHUNGEN ZWISCHEN PASSO CEREDA UND FORCELLA AURINE

(südliche Pala-Gruppe / Norditalien)

Rainer Fellerer

1968

GEOLOGISCHE UND LAGERSTÄTTENKUNDLICHE UNTERSUCHUNGEN ZWISCHEN PASSO CEREDA UND FORCELLA AURINE

(südliche Pala-Gruppe/Norditalien)

Inaugural-Dissertation zur Erlangung
der Doktorwürde
der Naturwissenschaftlichen Fakultät der
Ludwig-Maximilians-Universität München

vorgelegt von
Rainer Fellerer
aus Landshut

München
1968

UNIV.
LEIDEN
BIBL.

Der Fakultät eingereicht: 14. Mai 1968

Tag der mündlichen Prüfung: 24. Juni 1968

1. Referent: Prof. Dr.-Ing. A. Maucher

2. Referent: Prof. Dr. R. Dehm

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41555415_0043

V O R W O R T

Die vorliegende Untersuchung wurde auf Anregung von Herrn Prof. Dr. Ing. A. Maucher und Herrn Prof. Dr. E. Kraus im Sommer 1965 begonnen. Die Geländearbeiten wurden in den Sommermonaten 1965 und 1966 durchgeführt.

Mein aufrichtiger Dank gilt in erster Linie meinem Lehrer, Herrn Prof. Dr. Ing. A. Maucher, der großzügig für günstige Arbeitsbedingungen sorgte und stets mit kritischem Interesse und willkommenem Rat den Fortgang der Arbeit verfolgte. Ebenso bin ich Herrn Prof. Dr. E. Kraus für seine Anteilnahme und Anregungen in zahlreichen Diskussionen zu herzlichem Dank verpflichtet.

Herr Dr. G. Troll (Institut für Petrographie der Univ. München) unterstützte mich in kameradschaftlicher Weise während der Dünnschliffauswertung. Herr Prof. Dr. H. Hagn war bei der Fossilbestimmung behilflich. Das Istituto Tecnico Minerario "U. Follador" in Agordo/ Italien, allen voran Herr Dr. V. Spagna, stellte mir seine Bibliothek und Einrichtungen während des Geländeaufenthaltes zur Verfügung. Anregenden Gedankenaustausch verdanke ich Herrn Dr. R. Höll, Herrn Dr. H. Thalenhorst und meinen Kommilitonen Dipl.-Geol. L. Lahusen und Dipl.-Geol. R. Sherreiks.

Allen Genannten möchte ich für ihre Hilfestellung sehr herzlich danken.

Mein besonderer Dank gilt meinen Eltern.

INHALT

Seite

Vorwort

ZUSAMMENFASSUNG 1

A EINFÜHRUNG 2

1. Problemstellung 2

2. Historischer Überblick der Erforschungsgeschichte 2

3. Arbeitsmethode 4

3.1 Gefügemessungen und ihre statistische Darstellung 4

3.11 Transformation der sekundären Streuung in primäre Streuung 5

3.2 Quecksilbernachweis 7

B STRATIGRAPHIE 8

1. Metamorphikum 8

1.1 Phyllitserie 8

1.11 Serizitschiefer, Serizit-Quarzschiefer, Quarzite 9

1.12 Schiefer mit postkinematischen Muskowit-Metablasten 9

1.13 Phyllite mit postkinematischem Albit 9

1.14 Kohlenstoff-Phyllite, Schwarzschiefer 11

1.15 Kieselschiefer, Lydite 12

1.2 Albit-Porphyroblasten-Schiefer mit Chlorit + Serizit 13

1.3 Porphyroide 15

1.4 Grüngesteine (Metadiabase) 16

1.5 Albit-Muskowit-Blastenschiefer 18

1.51 Regionale Beziehungen zwischen s_1 und s_2 19

1.6 Albit-Muskowit-Epidot-Gneis (Gneis von Masòch) 21

1.7 Bemerkungen zum Alter der kristallinen Schiefer und der Metamorphose 23

2. Permotrias 25

2.1 Permokarbone Basalbildungen ("Verrucano") 25

2.2 Vulkanite der "Bozener Quarzporphyrplatte" 26

2.21 Petrographie der Eruptivfolge 27

2.22 Sonderfazies von Vallalta 29

2.23 Nomenklatorische Probleme (Ignimbrite) 30

2.24 Alter des Vulkanismus und seine Beziehungen zum Cima d'Asta-Granit 31

2.3 Grödener Schichten 32

2.4 Bellerophon-Formation 33

2.5 Skyth: Werfener Schichten 34

2.6 Anis 35

2.7 Ladin 36

2.71 Buchensteiner Schichten 36

2.72 Ladinisch-karnischer Riffdolomit 37

2.73 Plagioklas-Augit-Porphyrite 37

Seite

2.8 Norisch-rhätischer Hauptdolomit 37

3. Pliozän - Holozän 38

3.1 Verebnungsflächen, Talungen 38

3.2 Interglazial-Konglomerate 38

3.3 Würm- und Stadialmoränen 39

3.4 Alluvionen, Bergsturzmassen, Muren, Hangrutschungen 39

C TEKTONIK 41

1. Alpidische Tektonik 41

1.1 Nordflanke 41

1.2 Südflanke 42

1.21 Der Pala-Südrandsattel als Großstruktur 45

1.3 Metamorphikum 46

1.4 Zusammenfassung der alpidischen Deformationen in Deckgebirge und Metamorphikum 47

2. Varistischer Deformationsplan 47

3. Varistisch überprägte Restgefüge 50

4. Diskussion der Ergebnisse 50

D LAGERSTÄTTEN UND MINERALISATIONEN 53

1. Die Zinnoberlagerstätte von Vallalta 54

1.1 Geschichte und Entwicklung der Grube 54

1.11 Tabellarische Übersicht der Pruduktion 57

1.2 Geologie 57

1.3 Vererzung 59

1.4 Bemerkungen zur Genese 63

2. Sideritisch-ankeritische Fahlerzgänge 63

3. Syngenetische Lagerstätten der Schwarzschiefer-Formation 65

ANGEFÜHRTE LITERATUR 68

9 Textabb., 10 Texttafeln

ANLAGEN Geologische Karte
Tektonische Karte
Profiltafel
Lagerstättenkarte
Lageplan der Diagrammbereiche
3 Diagramm-Falttafeln

ZUSAMMENFASSUNG

Die Kristallinzone zwischen Passo Cereda-Forcella Aurine-Forcella Franchè und ihr permotriassischer Rahmen wurden im Maßstab 1 : 10000 kartiert und der varistische Deformationsplan dem alpidischen gegenübergestellt.

Die alpidischen Bewegungen äußern sich als südvergente, von Verschiebungen und Spezialfaltung betroffene Antiklinale, deren NE-streichende Achse zwischen Col Piaghèr und Col Colazzo kulminiert und deren Südflügel durch eine bedeutende, nordfallende Schubfläche zerrissen wird, an der eine sich südlich anschließende, teilweise liegende Hauptdolomit-Kreidemulde unter tektonischer und topographischer Reliefernіedrigung eingepreßt ist. Die Einengung erfolgte in NW-SE-Richtung; in einer späteren Phase in E-W-Richtung. Die kristallinen Schiefer des Sockels, welche als Sattelkern in Reliefumkehr zutage treten, haben sich diesen Bewegungen bruchtektonisch angepaßt. Die Gesamtstruktur ist als nördlichster Ausläufer der Val Sugana-Bruchfaltenzone aufzufassen.

Der varistische Baustil des Sockels wird durch überwiegend ostvergente N-S-Kleinfältelung und Transversalschieferung gekennzeichnet. Die Ostflanken der Großfalten sinken nach E und SE ab. Die postvaristische, permokarbone Transgressionsfläche durchschneidet sämtliche stratigraphischen Stockwerke, so daß die ältesten Gesteine im W bei Masòch freigelegt sind.

Es gibt Hinweise, daß die Phyllitserie und Schwarzschieferformation nicht jünger als Silur sind. Restgefüge in den liegenden Albit-Muskowit-Schiefern zeigen, daß ihr varistisch gefälteltes s_1 nicht identisch mit dem sedimentären s_1 des Hangendkomplexes ist, sondern einer kaledonischen oder älteren Schieferung und Mineralbänderung entspricht. Die Albit-Muskowit-Schiefer sind präsilurisch und können als Abtragungsprodukt des Schiefergneises von Masòch aufgefaßt werden. In ihm dürfte eines der ältesten Gesteine der Südalpen aufgeschlossen sein. Innerhalb dieses Komplexes liegt eine varistisch überprägte Sattelstruktur.

Die petrographischen Befunde und Folgerungen von C. D'AMICO über Gesteinsinhalt, stratigraphische Abfolge, Zunahme der Metamorphose entsprechend der varistischen Tiefenlage innerhalb einer Grünschiefer-Fazies und posttektonisch-präpermische Albitmetablastese finden volle Bestätigung.

Die Mineralisationen und Lagerstätten dieses Gebietes wurden in drei Typen eingeteilt und stehen in keiner Beziehung zu einer unitaristischen tertiären Metallogenese und zur Val Sugana-Störung.

1. Vulkanisch-exhalative bis hydrothermale Zinnober-Markasit-Vererzung in den jüngsten Ejektiva des "Oberen Komplexes" des Bozener Quarzporphyrs (Vallalta).
   Herkunft der Erzlösungen vermutlich durch Mobilisation während des Perms aus altpaläozoischen Kiesel- und Kohlenstoffschiefern, in welchen Hg als Spuren nachgewiesen werden konnte.
2. Spätvaristische, hydrothermale, diskordante Siderit-Baryt-Gänge mit Tetraedrit, Bournonit und Pyrit (Pian delle Loppe, Pian della Stua, Osteria).
3. Syngenetische Pyrit-Kupferkiesvererzung einer silurischen Schwarzschieferformation mit untergeordnet Bleiglanz, Zinkblende und Arsenkies (Val Imperina, Miotte, I Vori/Mis).

A. EINFÜHRUNG

1. Problemstellung

Aufgabe vorliegender Arbeit war es, die Genese und die stratigraphische und tektonische Stellung der Zinnoberlagerstätte Vallalta zu untersuchen. Quecksilber zählt trotz der reichen und vielfältigen Vorkommen anderer Metalle am Südrand der Dolomiten zu den ausgesprochen seltenen Elementen. In der Provinz Trient tritt es nur in einem einzigen Fundpunkt auf (Malga Bissina: PERNA, 1964). In der Provinz Udine, bei Avanza/Forni Avoltri und Peralba/Karnische Alpen existieren alte Baue auf HgS in schwach metamorphen, wahrscheinlich altpaläozoischen Schiefern, in denen zur Zeit prospektiert wird. An der Grenze der Provinzen Belluno und Trient, bei Sagron zwischen Fiera di Primiero und Agordo in unmittelbarer Nachbarschaft einer bedeutenden Schubfläche der Val Sugana-Bruchfaltenzone, erlaubten Intensität und Extensität der Vererzung für wenige Jahre einen blühenden Bergbau.

Die weitverbreitete Annahme, es handle sich hierbei um eine hydrothermal-aszendente Lagerstätte einer tertiären Metallogenese mit Aufstieg an einem tiefgreifenden tektonischen Lineament und topomineralische Beeinflußung durch Graphitschiefer, war auf ihre Richtigkeit zu überprüfen. Hierzu war es notwendig, die weitere Umgebung der alten Grube großmaßstäblich zu kartieren. Gleichzeitig konnte ein petrographischer und tektonischer Beitrag zur Altersfrage und Struktur des Metamorphikums sowie zur Deformation des Deckgebirges für die Diskussion des Verhaltens des kristallinen Sockels während der alpidischen Bewegungen geliefert werden.

2. Historischer Überblick der Erforschungsgeschichte

Aus der Fülle der Literatur einer seit mehr als 120 Jahren währenden geologischen Forschungstätigkeit in unserem Raume werden hier nur diejenigen Arbeiten, die sich unmittelbar auf das engere Untersuchungsgebiet beziehen, in chronologischer Reihenfolge angeführt.

Die ältesten Veröffentlichungen, denen firmeninterne Berichte, Gutachten und Dokumente an die Berggerichte vorausgingen, beinhalten hauptsächlich lagerstättenkundliche und bergbautechnische Probleme und berühren die geologischen Verhältnisse nur in unmittelbarem Zusammenhang mit der Erzgewinnung (A.T. CATULLO, 1823 in: SQUARZINA, 1963; M.A. CORNIANI DEGLI ALGAROTTI, 1823).

Mit der Aufnahmstätigkeit der 1849 erschienenen Geognostischen Karte von Tirol 1 : 72000 des "Geognostisch-montanistischen Vereins für Tirol und Vorarlberg", Blatt Pustertal-Primiero-Cortina, rückten stratigraphische und paläontologische Probleme in den Vordergrund (W. FUCHS, 1844; W. HAIDINGER, 1850; A.de ZIGNO, 1850). Die Karte unterscheidet mit Verzicht auf tektonisch-strukturelle Daten folgende Schichtkomplexe:

Hangend "Oberer Alpenkalk (Dolomit)" = Karnisch-ladinische Riff- + Hauptdolomit (Aut.)
"Mittlerer Alpenkalk" = Anis (Werfener Komplex nicht ausgeschieden)
"Quarz- und Feldsteinporphyr" = Permische Eruptivfolge
"Roter und grauer Sandstein (Porphyrsandstein)" = Permokarbone Basalbildungen + Grödener Schichten
"Thonglimmerschiefer (Übergangsschiefer)" = Albit-Muskowit-Schiefer

Aus den Jahren 1852 - 1871 datieren vornehmlich Berichte über die in Blüte stehende Zinnobergrube von Vallalta (G. BAUER, 1852; J. TRINKER, 1858; G.v. RATH, 1864; A. G. de MANZONI, 1871). Eine exakte Beschreibung nebst geologischer Karte von L. TOMÈ (20.5.1863, in: OREGLIA, 1914), dem damaligen Grubendirektor, ist leider nie veröffentlicht worden und liegt im "Ufficio della miniera di Vicenza".

G. STACHE behandelt 1874 die Schieferlinse von Agordo, bringt eine geologische Karte und streift die Verhältnisse in Vallalta. In dieser Arbeit sind heute noch gültige Beobachtungen und Schlüsse enthalten.

1879 erschien im Rahmen einer breit angelegten Arbeit über die Dolomit-Riffe von Südtirol und Venetien von E. v. MOJSISOVICS (1875, 1879; HOERNES, 1876) eine geologische Karte 1 : 75000, Bl. 5/6 unseres Gebietes, deren

Ergebnisse einen Meilenstein in der Erforschungsgeschichte der Dolomiten darstellen und auf der folgende Serien ausgeschieden sind:

Hangend

Karn	"Riff-Fazies"
Nor	"Riff-Fazies der Wengener Fazies"
	"Buchensteiner Schichten u. pietra verde"
	"Oberer Muschelkalk"
	"Unterer Muschelkalk"
	"Werfener Schichten" (als Buntsandstein bezeichnet)
Perm	"Bellerophon-Schichten mit Gips"
	"Grödener Sandstein"
	"Quarzporphyr und -decken mit untergeordnet Tuffen und Sandsteinen"
	"Verrucano (Konglomerate und Sandsteine)"

1883 folgt die geologische Karte 1 : 172800 der Provinz Belluno von T. TARAMELLI, aufgenommen in den Jahren 1877 - 81 mit einem Kärtchen des Lagerstättenbereiches von Vallalta nach dem Stand von 1863. Die Schichtgliederung entspricht im wesentlichen der heutigen; tektonische Strukturen werden ebenso wie bei MOJSISOVICS nicht dargestellt.

Hangend

	"Infralias und Lias"
	"Hauptdolomit"
	"dolomia infraraibliana" = Riffdolomit
	"Muschelkalk" = Anis
	"Sandsteinfolge" = Werfener Schichten
Perm	"Bellerophon-Zone"
	"Sandsteine und Konglomerate" = Grödener Schichten
	"Quarzporphyr"
	"azoische glimmerige und talkige Tonschiefer" = Metamorphikum allgemein

Bemerkenswert, daß Hauptdolomit die Vererzungszone abschneidet und daß diese nicht in den kristallinen Schiefern, sondern zwischen permischen Eruptiva und permischen "Graphit-Schiefern", bzw. Grödener "Sandsteinen" liegt.

In den Jahren 1902 - 1913 wurden Teile der Forschungsergebnisse von G.B. TRENER aus dem Quarzporphyr des Lagoraigebietes und dem Kristallin der Cima d'Asta veröffentlicht und 1957 in einem posthumen Band zusammengefaßt. 1909 wurde Blatt Fiera di Primiero der Geologischen Spezialkarte von Österreich 1:75 000 von TRENER vorgelegt.

G. DAL PIAZ bringt 1912 ein Profil 1 : 50 000 durch den Cereda-Pass und entwickelt heute noch gültige Vorstellungen über den strukturellen Bau unseres Gebietes, auf dessen stratigraphische und tektonische Details er 1918 eingeht. M. HORN behandelt 1914 die Buchensteiner Schichten.

Eine Reihe von Schriften zwischen 1905 und 1939 beschäftigt sich im Zuge intensiver Prospektionstätigkeit im Val Imperina und Wiedergewältigungsversuchen in Vallalta mit Lagerstättenproblemen (R. RZEHAK, 1905; E. OREGLIA, 1914, 1915; M. PONGAN, 1923; BIBOLINI, 1924; E. MORETTI, 1927, 1931, 1939).

R. SCHWINNER untersuchte 1923 die tertiäre und quartäre Morphologie und setzte Verebnungsflächen, Talterrassen und Schuttbildung mit tektonischen Phasen in Verbindung. R. BRINKMANN faßte 1928 in einer Arbeit über Gipfelfluren und Lagerstätten Vallalta als aszendent innerhalb eines Sb-HgS-Stockwerkes am Südrand der östlichen Südalpen im Sinne einer unitaristischen alttertiären Metallogenese auf. A. TORNQUIST beschrieb mit ähnlicher Tendenz den Kiesstock von Agordo.

Durch B. CASTIGLIONI wurde unser Gebiet 1926 - 1935 neu kartiert und allgemeingeologisch beschrieben (1935,

1939). 2 Jahre nach der Geologischen Karte von Österreich und seiner Nachbargebiete 1 : 500 000, in deren Erläuterungen auch Vallalta erwähnt wird (VETTERS, 1937), erschien im Rahmen einer intensiven Kartierungstätigkeit in den einzelnen Dolomiten-Gruppen die geologische Karte der Pala-Gruppe von B. CASTIGLIONI (1939) als derzeit beste Unterlage über dieses Gebiet. Die amtliche Carta Geologica delle Tre Venezie 1 : 100 000, aufgenommen in den Jahren 1926 - 1939 durch CASTIGLIONI und VIALLI folgten 1941 (Bl. 23/Belluno) und 1943 (Bl. 22/Feltre).

Seit 1940 ist das Kartierungsgebiet und seine weitere Umgebung Gegenstand tektonischer und paläontologischer Schriften LEONARDI's (1940, 1943, 1951, 1955, 1960).

In den Jahren 1956 - 1959 erfolgte durch den "Comitato Nazionale per le Ricerche Nucleare - CNRN" intensive Prospektion auf Uran in permischen Gesteinen, deren lagerstättenkundlichen, petrographischen und sedimentologischen Ergebnisse vor allem in den "Studi e Ricerche della Divisione Geomineraria" veröffentlicht wurden und zum Teil unser Gebiet berühren (u.a. G.P. GIANNOTTI, 1958; M. MITTEMPERGHER, 1958, 1959, 1960; C. TEDESCO, 1958; C. FRIZ, 1958; LEONARDI, 1960; R. DAL CIN, 1963, 1965). Absolute Altersbestimmungen von Kristallin und permischen Sedimenten schlossen sich an (FERRARA et al., 1958, 1959, 1962).

Anlaß für Notizen und Zusammenstellungen meist bergbauhistorischen Inhaltes waren die Schürfe der Jahre 1958 - 1962 in Vallalta (G. de MANZONI, 1959; A. CUCAGNA, 1961; F. SQUARZINA, 1959, 1963). 1964 legte die SOC. MINERARIA VALLALTA deren Ergebnisse und Befunde vor. Eine quartärgeologische Untersuchung von G.B. CASTIGLIONI (1964) befaßt sich mit glazialgeologischen Phänomenen.

Seit 1956 sind die Cima d'Asta-Intrusivmasse, ihre Schieferhülle und die östliche Fortsetzung als Kristallinzone von Agordo/Gosaldo sowie chemische und petrographische Vergleiche zwischen Tonalit, periadriatischen Graniten und Eruptiva der "Bozener Quarzporphyr-Platte" Gegenstand zahlreicher Untersuchungen (C. D'AMICO, 1956, 1957, 1959, 1961, 1962, 1964; C. D'AMICO & C. GHEZZO, 1963; F. KARL, 1959; F.P. AGTERBERG, 1961, 1964; G. MORTEANI, 1962, 1966). In jüngster Zeit rückten regional-tektonische und strukturelle Probleme, basierend auf den reichen Forschungsergebnissen der letzten 15 Jahre, in den Mittelpunkt der Diskussion (u.a. P. LEONARDI, 1963, 1965; A. BOSELLINI, 1965; R.W. van BEMMELEN, 1966).

3. Arbeitsmethode

Als Kartierungsunterlage diente eine Vergrößerung 1 : 10 000 der Carta d'Italia 1 : 25 000 des Istituto geografico militare, Bl. Fiera di Primiero 22 - I SE und Bl. Gosaldo 23 - IV SW. Wegen des allzu kräftigen Unterdruckes und der Tatsache, daß Kartenbild und Kartenrand der beiden Blätter nicht zusammenpassen, wurde der topographische Untergrund der endgültigen geologischen Karte unter Angabe der 100 m-Isohypsen und der wichtigsten Fixpunkte umgezeichnet.

Zur tektonischen Interpretation konnten auch Luftbilder im angenäherten Maßstab 1 : 45 000 herangezogen werden (Flugstreifen 15/3078 - 3081, 16/4432 - 4437, 18/4300 - 4307; Auswertegerät SANTONI SMG 4). Die Ergebnisse der Luftbildmessungen wurden mit den Gefügedaten der Aufschlußmessungen verglichen.

3.1 Gefügemessungen und ihre statistische Darstellung

Das gesamte Untersuchungsgebiet wurde zur Erfassung des Gefügeinventars mit einem möglichst gleichmäßigen Netz von insgesamt 10 000 Messdaten belegt, wobei auch eine gleichmäßige flächenhafte Verteilung der Messungen einzelner Gefügeelemente anzustreben war. Hierdurch sollte eine Überbetonung von lokalen und nicht repräsentativen Maxima vermieden werden. In gleicher Weise können bei Nichtbeachtung zufällige Schnitte von Gefügeelementen mit der Aufschlußfläche, z.B. wandparallele Klüftung, das natürliche Bild statistisch verfälschen. Die makrotektonischen Daten des Aufschlußbereiches wurden an Hand von 150 orientierten Dünnschliffen und Handstücken, in denen

Auftreten, Ausbildung und Altersbeziehungen der Gefügeelemente festgelegt wurden, kontrolliert.

Während der Geländeaufnahme und der statistischen Bearbeitung der alpidischen Bewegungen unterschied ich neben Schichtflächen und Faltenachsen folgende bruchtektonischen Elemente:

K offene Klüfte: Spalten und Risse oder nichtsedimentäre Anisotropieflächen ohne erkennbaren Versatz der Schichtflächen. Bewegung ± senkrecht zur Kluftfläche durch Zerrung oder Abkühlungskontraktion.

mineralisierte Klüfte: gleichzeitig mit dem Aufreissen oder später durch Mobilisate oder epigenetische Zufuhr gefüllte Spalten und Gänge, getrennt nach ihrer vorherrschenden Mineralisation.

K = S Klüfte, die ähnlich einer Schieferung dicht beieinanderstehende Scharen bilden. Sie wurden, um zufällige Überbetonungen und Verfälschungen einer Richtung zu vermeiden, getrennt ausgewertet und treten bevorzugt als Kluftmuster zu Störungen auf. Nach ihrer Identifizierung und Indizierung in den Kleinstbereichen erschien es gerechtfertigt, sie auf den zusammenfassenden Diagrammen als zwei einfache Klüfte zu werten.

St alle Rupturen mit einem Bewegungsvektor parallel zur Fläche: Verschiebungsflächen ohne definierten Bewegungssinn (Vsch indet.) , Verschiebungsflächen mit definiertem Bewegungssinn (Vsch def. = Auf-, Abschiebungen, Horizontalverschiebungen), Harnische mit und ohne Striemung.

Diesen Störungen sind manche B-Achsen und fast alle Flexuren, bzw. B_2 im Metamorphikum zuzuordnen.

s_3 alpidische Schieferung in den kristallinen Schiefern im Einflußbereich von Verschiebungsflächen oder Störungszonen, zurücktretend in permotriassischen inkompetenten Schichten.

Es hat sich als zweckmäßig erwiesen, den eingemessenen Trennflächen bereits im Gelände eine empirische Wertung ihrer Bedeutung anzufügen, etwa von Wertzahl 1 für Anisotropieflächen geringer Erstreckung (Haarrisse) bis 3 für aufschlußbeherrschende Rupturen. Verschiebungsflächen und ihre Begleitstörungen wurden mit 5, 7 oder 10 bewertet. Mit diesem Verfahren läßt sich vermeiden, stets die gleichen, weil deutlich hervortretenden Flächen zu messen. Wenn nicht bereits im Aufschluß kann eine solche Fläche zumindest während der Auswertung durch Richtung und Wertindex wiedererkannt und ihr Einfluß von Bereich zu Bereich verfolgt und nötigenfalls reguliert werden.

Die in einem kleinen Bereich gewonnenen Daten wurden durch Translation in allen Richtungen mit benachbarten Meßpunkten verglichen und diese solange summiert, bis in einer Richtung Werte auftraten, die außerhalb der vorgewählten, von der Anzahl der Messungen und der beabsichtigten Aussageschärfe abhängigen Streuungsgrenzen zu liegen kamen . Mit fortschreitender Summierung der Kleinbereiche verringert sich die Anzahl der Diagramme, während sich die Meßpunktzahl erhöht und die Streuung zunimmt. Aus Gründen der Übersichtlichkeit wurden sämtliche Gefügedaten der bereits aus Kleinbereichen summierten "Einzelbereiche" auf synoptischen Diagrammen inventarisiert. Lage und Größe dieser Bereiche sind aus dem beigefügten Plan zu ersehen. Streng genommen müßte für jedes einzelne Gefügeelement ein eigener Homogenbereich abgegrenzt werden. Ergeben sich aber aus Beobachtung im Aufschluß oder Diagramm Zuordnungsmöglichkeiten z.B. von Faltenelementen,können deren Daten in den Homogenbereich eines übergeordneten Elementes - Schichtflächen oder B-Achsen - übernommen und in ihrer Lagekonstanz verfolgt werden.

Zur Festlegung der Bereichsgrößen und Kontrolle der Homogenität von statistischen Maxima wurde ein Teil der Diagramme nach Methoden von AGTERBERG (1961) und SIMAIKA & DEEG (1957) getestet. Man sollte sich aber stets vor Augen halten, daß diese Methoden und Manipulationen ohne detaillierte Geländearbeit eine statistische Spielerei bleiben und erst durch eine vorsichtige Kombination zu einem wertvollen Hilfsmittel zur Interpretation der natürlichen Gegebenheiten werden.

3.11 Transformation der sekundären Streuung in primäre Streuung

Die gemessene Streuung von Gefügedaten in einem Homogenbereich stellt meist eine sekundäre Streuung dar, die durch Überprägung, z.B. mehrere aufeinanderfolgende Bewegungsphasen, aus der primären Streuung mit schärferer Regelung und meist höherer Symmetrie bei gleicher Bereichsgröße entstanden ist. Einaktig faltungsdeformierte Schichtflächen, deren primäre Streuung praktisch 0 und deren Homogenität optimal ist, können durch Ausglätten der auf

dem π-Kreis gegürtelten Flächenpole in ihre Ausgangslage transformiert werden und die ursprüngliche Regelung wieder erreichen. Ist dies nicht der Fall, liegt darin der Beweis für eine zweite, bei der Transformation noch nicht berücksichtigten Deformation. In gleicher Weise läßt sich dieses Verfahren auf bruchtektonische Gefüge anwenden, um Faltenelemente gegen allgemeine Störungen und zeitlich verschiedene Deformationspläne am gleichen Objekt abzugrenzen, sofern man eine definierte, in ihren Auswirkungen bekannte Bezugsachse oder -fläche hat. Hierbei ist jedoch zu beachten, daß die primäre Regelungsschärfe dieser Gefügeelemente im Gegensatz zu den Schichtflächen geringer und weitgehend unbekannt ist.

Streuung, die durch in ihrer Wirkung erkannte rupturelle Faltenelemente - Schleppung durch okl-, hol- oder hko-Flächen - verursacht wird, kann in einem fortgeschrittenen Stadium der Summierung unberücksichtigt bleiben, wenn die Toleranzgrenzen der Streuung entsprechend erweitert werden. Andererseits erlaubt eine systematisch auftretende Streuung Rückschlüsse auf den Mechanismus der sie verursachenden Störungen. Durch Transformation der Daten um den gemessenen oder konstruierten Verstellungsbetrag wird dessen Einfluß eliminiert und die ursprüngliche Regelung als primäre Streuung vor Eintritt des tektonischen Ereignisses rekonstruiert.

Mit dieser Methode wurden eine Reihe von Daten tektonischer Trennflächen nach ihrer Indizierung in den Einzelbereichen getestet. Als Bezugsachse diente die aus den summierten Schichtflächendiagrammen gewonnene Faltenachse $B = b = \pi = 64/0$ (D 1, Taf. 2). Der Betrag der Transformation im Streichen und Fallen ergab sich aus der Differenz der gemessenen oder konstruierten B-Achsen der Diagrammbereiche N1 - N6 zur Bezugsachse. Nach der Umformung mußten z.B. ac-Klüfte, die bei einaktiger Deformation mit der abtauchenden oder umbiegenden Faltenachse mitschwenken, eine geringere Streuung aufweisen als in den einfach summierten Diagrammen. Als allgemeines Beispiel sei die Transformation sämtlicher Klüfte des Permotrias-Nordflügels angeführt (die mm^2-Angaben beziehen sich auf das Schmidt'sche 10 cm-Netz).

N-Flügel / Permotrias - summiert N1 - N6: K, K = S, K min.

Einfach summiert (D 6, Taf. 3)

Besetzungsdichte in %	Flächenanteil mm^2	%
4	10	0,1
3	92	1,2
2,5	182	2,4
2	512	6,6
1,5	688	8,9
1	1151	14,8
1,0 - 0,5	3384	43,3
0,5 - 0	1647	20,3
keine Mess.	186	2,4
	7852	100,0
4% - 1,5%	1484	18,9%
statist. Vert.	6182	78,7%
ohne Besetzung	186	2,4%
	7852	100,0%

Korrigiert summiert (D 7, Taf. 3)

Besetzungsdichte in %	Flächenanteil mm^2	%
4	63	0,8
3	88	1,1
2,5	175	2,3
2	376	4,7
1,5	797	10,2
1	1475	18,8
1,0 - 0,5	2744	34,9
0,5 - 0	1724	21,9
keine Mess.	410	5,2
	7852	100,0
4% - 1,5%	1499	19,1%
statist. Vert.	5943	75,7%
ohne Besetzung	410	5,2%
	7852	100,0%

Diese Gegenüberstellung zeigt, daß durch die Transformation eine Konzentration der Meßwerte im 4%-Maximum und eine Erweiterung der unbesetzten Diagrammfläche erfolgte, die sich auch noch in der statistisch unterbesetzten 0,5 - 0%-Fläche auswirkt. Die Flächenanteile mit statistischer Verteilung und Unterbesetzung haben einen nicht zu vernachlässigenden Aussagewert, da sie die Maximavariationen während der Umformung in charakteristischer Weise und meist umgekehrt proportional abbilden.

Obwohl im vorliegenden Beispiel ein Trend zu inhomogener Verteilung im korrigiert-summierten Diagramm deutlich

wird, müßten die Maxima der Klüfte und Kluftscharen, wenn sie ausschließlich der Faltentektonik angehörten, stärker gebündelt sein. Testet man jedoch einzelne, indizierte Gefügeelemente, wie hko-Scherflächen oder ac-Klüfte, ergibt sich diese geforderte, geringere primäre Streuung. Verantwortlich für diese unschärfere als erwartete Regelung im korrigiert-summierten Diagramm sind die zahlreichen Kontaktionsklüfte der Vulkanite, die sich schon in den Einzelbereichen faltenstereometrisch nicht zuordnen ließen. Während der Faltung wurden diese vorgezeichneten Anistropieflächen teilweise als faltentektonische Bruchelemente meist abweichender Richtung betätigt.

3.2 Quecksilbernachweis

Der Quecksilbernachweis erfolgte in Gelände und Labor nach einem Verfahren von J. de MENT (1952) mit einer handlichen, akkubetriebenen UV-Lampe (2537 A.E. - 88%), einem kleinen Butan-Brenner (Brenndauer pro Kapsel etwa 15 min.) und einem zusammenklappbaren Willemit-Fluoreszenzschirm.

Wird eine Hg-haltige Probe zwischen UV-Lampe und Schirm erhitzt, absorbiert der entstehende Hg-Dampf die 2537 A.E.-Linie und verdunkelt den Auffangschirm. Es hat sich als zweckmäßig erwiesen, die Proben geringen Hg-Gehaltes zu zerkleinern und auf einer Aluminium-Folie zu erhitzen, die nach jedem positiven Befund zu erneuern ist; ferner die Tagesausbeute an Handstücken nach Eintritt der Dunkelheit im Freien oder in einem gut durchlüfteten Raum zu testen. Nur in dringenden Fällen sollte man unter einem schwarzen Tuche arbeiten, da eine Hg-Konzentration von 0,0007 mg/l Luft, der man einige Stunden ausgesetzt ist, bereits zu schwerden Vergiftungserscheinungen führt. Die höchstzulässige Tagesdosis wird auf 0,8-1,3 mg Hg geschätzt.

Für Untersuchungen untertage am Anstehenden kann die Anordnung Lampe-Brenner-Schirm starr verbunden werden. Verschmandete Stöße und Wände müssen abgewaschen und in schmalem Streifen vorgetrocknet werden.

Die untere Grenze der Nachweisempfindlichkeit liegt unter idealen Verhältnissen (völlige Dunkelheit, pulverisierte Probe) bei 10^{-3} %, d.h. bei dieser Konzentration kann Hg auch bei Temperaturen weit unter dem Siedepunkt von 356,9° C nachgewiesen werden. Obwohl dieser Test in erster Linie qualitativ ist, läßt sich der %-Gehalt mit genügender Erfahrung und gleichbleibenden Versuchsbedingungen gerade bei niedrigen Konzentrationen überraschend genau feststellen.

Versuche mit Hg-haltigem Fahlerz (Schwazit von Obergand/Stanzertal-Westtirol) haben gleich gute Ergebnisse geliefert.

B. STRATIGRAPHIE

1. Metamorphikum

Am Südrand der Dolomiten tritt zwischen Trient und Agordo in einem zusammenhängenden Streifen der kristalline Untergrund aus metamorphen Schiefern zutage. Während sich jedoch die meisten Arbeiten - von wenigen Ausnahmen abgesehen (TRENER, 1902-1913) - ausschließlich mit Stratigraphie und Tektonik des Mesozoikums beschäftigten, wurde der varistische Unterbau vernachlässigt. Über die Kritallinzone zwischen Passo Cereda und Agordo gibt es zwar neben den Kartierungsergebnissen der geologischen Landesaufnahme (CASTIGLIONI, 1935, 1939; TRENER, 1902) eine umfangreiche Literatur aus montanistischen Gutachten, Manuskripten, Notizen und zum Teil schwer zugänglichen Publikationen lokaler Bedeutung, sie betreffen aber meist nur den isolierten, lagerstättenkundlich interessierenden Rahmen der zahlreichen Mineralisationen dieses Gebietes; dies umso mehr, da man die Vererzungen als alpidische Vorgänge entlang der Val Sugana-Störung interpretierte. Obwohl in diesen Untersuchungen wertvolle Beobachtungen enthalten sind, mangelte es bis in jüngste Zeit an einer detaillierten regionalen Bearbeitung von Petrographie und Tektonik des Metamorphikums. Erst durch die von C. ANDREATTA angeregten Arbeiten D'AMICOS (1957, 1961, 1962, 1964a, 1964b, 1964c), welche von der Schieferhülle der Cima d'Asta ausgingen, und die statistisch-tektonischen Untersuchungen des VAN BEMMELEN - Schülers AGTERBERG (1961, 1964) machten unser Gebiet zum Gegenstand heftiger Diskussion, der weitere Publikationen folgten(VAN BEMMELEN, 1966; MORTEANI, 1966).

Das von mir bearbeitete Gebiet beschränkt sich auf den Westabschnitt der 12 x 3 km großen Kristallin-Linse, die als unmittelbare Fortsetzung der stärker metamorphen Cima d'Asta-Schieferhülle anzusehen ist und bei abnehmendem Metamorphosegrad vermutlich nach E zum Paläozoikum der Karnischen Alpen vermittelt. Die Schichtfolge dieser zur "Grünschiefer-Fazies" gehörigen Gesteine ist sehr komplex und läßt sich nur durch die vertikale Zunahme der Metamorphose und durch statistisch-tektonische Methoden stratigraphisch horizontieren. Der Gesteinsinhalt besteht im wesentlichen vom Hangenden ins Liegende aus Phylliten mit Muskowit- und Albit-Metablasten, Graphitphylliten mit geringmächtigen Lyditen, Albit-Porphyroblasten-Schiefern (früher Albit-Porphyroblasten-Paragneis, D'AMICO, 1962), Porphyroiden , Diabasen mit ihren Tuffen und als Tiefstem aus Albit-Muskowit-Blastenschiefer (früher Albit-Muskowit-Paragneis).

1.1 Phyllit-Serie

Unter dieser Bezeichnung werden alle, im Gelände nach genetischen oder mineralogischen Daten nicht abtrennbaren Schiefer zusammengefaßt. Eine Gliederung nach Farbe oder Konsistenz wird meist durch den mikroskopischen Befund widerlegt, da sie Fremdes vereint und tektogenetisch- und petrographisch-Homologes trennt.

Vorherrschend sind schwärzliche, dunkelgraue bis bleigraue, oft grünstichige Schiefer mit irisierenden bis phyllitischen s_2-Flächen. Daneben treten auch glimmerarme, kompakte Quarzite und Quarzschiefer mit weißlich-cremefarbenen bis hellbraunen Tönungen auf.

Die Phyllitserie greift als nördliche und südliche Begleitung der Porphyroide und Albit-Porphyroblasten-Schiefer mit einigen 100 m Mächtigkeit von Agordo nach W in das Arbeitsgebiet und schneidet vermutlich mit tektonischer Grenze an den Albit-Muskowit-Blastenschiefern ab. Ihr Metamorphosegrad steigt - integriert über den Gesamtbereich - von einer anchimetamorphen Serizit- bis Quarzschiefer-Fazies im E am Cordevole bis zu einem Muskowit-Porphyroblasten-Phyllit und Phyllitgneis mit jeweils postkinematischer Mineralsprossung an. In Übereinstimmung mit D'AMICO (1962) können u.d.M. 3 typische Fazies mit identischem Ausgangssediment unterschieden werden.

1.11 Serizit-Schiefer, Serizit-Quarzschiefer, Quarzite

Obwohl im einzelnen schwankend und modifiziert, sind die Hauptmineralien Serizit/Muskowit und Quarz, zu denen Albit (An-Gehalt 0), Chlorit, Graphit und Bitumen als Nebengemengteil, sowie ankeritischer Kalzit, Fe-Oxyde und Pyrit als sekundäre Bildungen hinzutreten können. An Schwermineralien wurden selten Zirkon, Granat, Turmalin und Apatit in winzigen Körnern beobachtet. Trotz Sammelkristallisation, Schieferung und Mobilisation der Kieselsäure in Knauer oder eingefaltete, z.T. s_1-parallele Lagen, bleibt der sedimentäre Wechsel von Ton- und Quarzsand-Lagen vom Dünnschliff- bis zum Aufschlußbereich erkennbar. Quarzreiche Lagen leiten zu Serizit-Quarzschiefern und schließlich Quarziten über. Fe-Oxyde, Bitumen und graphitische Substanz sind meist auf s_2 und in die fiederförmig aufgeblätterten s_1 = ss-Flächen sekundär angereichert. In den für diese Fazies charakteristischen Schiefern überdauerte die kaum begonnene Kristallisation die tektonischen Bewegungen nicht.

1.12 Schiefer mit postkinematischen Muskowit-Metablasten

Sie entwicklen sich mit fließenden Übergängen aus den Serizit-Quarzschiefern durch Zunahme des Metamorphosegrades aufgrund ursprünglich größerer Tiefenlage innerhalb des stratigraphischen Verbandes. Serizit tritt gegenüber synkinematischem, undulösem Hellglimmer in breiten Bändern zurück. In diesen s_2-Bahnen liegen Quer-Muskowite. Die B_1-Faltenbögen werden durch tangentiale, einheitlich löschende, postkinematische Muskowitlamellen nachgezeichnet, die auch s_2 überwachsen. Dieser Vorgang, beobachtet im Anfangsstadium, kann ein Abbildungsgefüge vortäuschen, da die Glimmer bevorzugt parallel den Scherrichtungen des s_2-Stressellipsoides zweischarig unter einem Winkel von etwa 45° zu s_2 wachsen. Einer weiteren bevorzugten Richtung folgen ac-Muskowite mit s_1-Interngefüge. Gleichzeitig tritt eine deutliche Kornvergröberung gegenüber den Gesteinen der vorangegangenen Gruppe ein.

Häufig finden sich s_1-parallele Quarz-Pennin-Plagioklas-Lagen mit primärklastischen Einsprenglingen, die vulkanogenen Einschaltungen entsprechen dürften. Reste von Plagioklas, Kalifeldspat und chloritisierter Hornblende sind nicht selten.

Verstärkte synkinematische Um- und Neukristallisation beginnt in den tieferen Horizonten das sedimentäre Feingefüge auszulöschen und prägt ihm durch Metablastese (ANDREATTA, 1961; D'AMICO, 1961) eine s_2-parallele Schichtung auf.

Diskordante, quarz-albit-gefüllte Klüfte werden von B_1 gefaltet und von s_2 betroffen. Eine zweite, jüngere Durchäderung mit Mobilisaten aus dem Nebengestein und vor allem Siderit mit Kataklastischen Erscheinungen scheint ebenfalls praealpidisch zu sein.

1.13 Phyllite mit postkinematischem Albit

Etwas später als die in allen Stadien zu beobachtende Muskowitsprossung beginnt Albit in winzigen posttektonischen Individuen zu kristallisieren. Die rundlichen bis hypidiomorphen Albite von 0,05 - 0,5 mm Durchmesser wachsen bevorzugt in den ehemals tonigen Muskowitlagen oder auf den s_2-Bahnen, wobei der Glimmer verdrängt wird. Die nicht aufgezehrten Reste von Turmalin, Zoisit, Epidot und in erster Linie kohlig-bituminöser Substanz, bilden Einschlußwirbel und beweisen dadurch synkinematischen Kristallisationsbeginn. Ein großer Teil der Albite überwuchert jedoch das Altgefüge und s_2 und ist als postkinematisch anzusehen. Bei länger anhaltender Metablastese werden die Porphyroblasten frei von Einschlüssen und schieben an ihrer Außengrenze einen opazitischen Saum vor sich her. Zwillingslamellierung wurde nur in fortgeschrittenen Stadien beobachtet.

Sammelkristallisation, Kornvergröberung auf s_1 und Metamorphose-Bänderung, vor allem die Ausbildung breiterer, homogenisierter s_2-Glimmerbahnen, haben weiter zugenommen. Der Mineralbestand bleibt auf Quarz, Muskowit, Albit, Chlorit, Kalzit, Fe-Oxyde und Bitumen/Graphit, sowie auf die üblichen Schwermineralien beschränkt.

Siderit tritt am Mis und an der Pezzea in einem Streifen entlang der Südrand-Störung als jüngste, aber praealpidische Zufuhr in Erscheinung.

Dauert die Kristallisation länger an, wie es im W und SW offenbar wird, gehen die Phyllite über in Gneisphyllite, wobei die das Falten- und Schieferungsgefüge abbildenden Muskowitlagen von sich allmählich ausbreitendem feinkörnigem Quarz-Albit-Pflaster, das zu Beginn noch deutliche sedimentäre Texturen erkennen läßt, in Flecken und Linsen aufgelöst und schließlich fast ganz verdrängt oder porphyroblastisch überwuchert werden. Diese Grenzfazies zeigt große Ähnlichkeit mit den Albit-Muskowit-Schiefern, von denen sie in der Übergangszone schwer abzutrennen sind. Die höchstmetamorphen Glieder dieser Gruppe mit synkinematischer s_2-Bänderung, häufiger verzwillingten Albiten bis 1 mm, isolierten Muskowitlamellen, Biotitisierung und postkinematischem Wachstum von Turmalin, Ilmenit und Hämatit sind schon als Epigneis zu bezeichnen. Gleichzeitig nimmt die Schieferung zugunsten einer weitwelligeren Faltung größerer Amplitude ab, die teils auf plastische Deformation in größerer Tiefe, teils auf die Tatsache, daß die Faltung kompetente quarzreiche Gesteine mit nur geringmächtigen Tonschieferlagen ergriffen hat, zurückzuführen ist. Kennzeichnend gegenüber den weiter im W anstehenden Albit-Porphyroblasten- und Albit-Muskowit-Schiefern ist die stets geringere Korngröße um 0,3 - 0,6 mm und die intensive Quarzverzahnung in der Grundmasse.

> Nach Analysendaten von D'AMICO (1962) stimmen die Gesteine der Phyllitserie mit dem Chemismus quarzsandig-pelitischer Sedimente mit einem Na_2O/K_2O-Verhältnis k = 0,7 überein. Die Metamorphose verlief im wesentlichen isochem.
> Zur Erklärung der Albitmetablasten muß man jedoch zumindest eine teilweise Zufuhr von Na annehmen. Unter den diskutierten Ursachen und Mechanismen der Albitblastese, wie primärer Na-Gehalt durch "connate water", Adsorption an Tonmineralien oder Absorption in Silikaten, Zufuhr von außen durch Plutone, Ausstrahlungen einer Granitisationsfront oder durch Regionalmetamorphose, hält D'AMICO in einer eingehenden Diskussion eine lokal begrenzte Zufuhr auf Schieferungsbahnen aus den tektonisierten, mehrfacher Umkristallisation unterworfenen Albit-Porphyroblasten-Schiefern in die hangenden Serizit-Phyllite am wahrscheinlichsten.

Meine petrographischen und tektonischen Befunde widersprechen dieser Ansicht nicht; die tektonisch-stratigraphische Bearbeitung bestätigt die Postulate dieser Theorie in vollem Umfang.

Die Phyllitserie erscheint für petrotektonische Untersuchungen besonders geeignet, da in diesen Gesteinen die Beziehungen zwischen Tektonik, Kristallisation und Ausgangssediment klar zum Ausdruck kommen.

> Eine pelitisch-feinsandige Serie von wechsellagernden Quarzsanden und Tonschiefern ($s_1 = ss$) wurde, nachdem sie vielleicht schon diagenetische Umbildungen erfahren hatte, durch B_1 gefaltet und durch Transversalschieferung (s_2) mit tektonischem Transport im cm-Bereich unter Ausbildung von synkinematischen Muskowitbahnen und Kornvergröberung, bzw. Sammelkristallisation auf s_1, betroffen. Die Kristallisation dauerte als postkinematische Muskowit- und Albitblastese teils aus dem Eigenbestand, teils durch Na-Zufuhr aus den unterlagernden Albit-Porphyroblasten-Schiefern, die einen hohen Albitgehalt in Form von zu s_2 praeexistenten Porphyroblasten besaßen, an, und führte je nach Tiefenlage zu erhöhter Kristallinität des Gefüges. Metamorphose und Gefüge sind älter als die permische Transgression.
> Die alpidische Tektonik macht sich nur durch Rupturen, Flexuren, Stauchung und mit lokaler Ausbildung von B_2/s_3 ohne Mineralsprossung bemerkbar.

Abb. 1 Typisches Gefüge der Phyllitserie mit sedimentärem s_1, Fältelung B_1 und Schieferung s_2 als Muskowitbänderung sowie posttektonischen Albitmetablasten bevorzugt auf s_2.
Schliff 1782/128, Rivamonte, N +, 40 x

1.14 Kohlenstoff-Phyllite, Schwarzschiefer

Aus den normalen Phylliten gehen durch Zunahme von kohlig-bituminösem Pigment quarzreiche, graphitische Schiefer einer "Schwarzschiefer-Formation" hervor. Dieser sedimentäre Fazieswechsel innerhalb einer pelitischen, tonig-sandigen Schichtfolge kann kontinuierlich oder in scharf abgesetzten Lagen erfolgen, die sich im Gelände deutlich als schwarze Einschaltungen von 1 cm bis mehrere m Mächtigkeit von den mehr oder weniger stark metamorphen Phylliten abheben. Die Hauptverbreitung folgt streng der Südrand-Störung, wo die Schwarzschiefer als südlichste Begrenzung des Metamorphikums im Val Imperina, an der Forcella Franchè, im Val Paganini bei Tiser bis zum Mis und zur Pezzea als geschlossene Zone anstehen. Im N unter der Permotrias der Croda Grande-Mont'Agner-Kette fehlen sie bis auf ein winziges Vorkommen außerhalb des Kartierungsbereiches (D'AMICO, 1962) trotz vergleichbarer Schichtfolge. Die Mächtigkeit dieser Formation dürfte nicht unter 250 m liegen und beträgt einschließlich einer Übergangszone, in der sich die Graphitschiefer in den Phylliten auflösen, maximal 400 m. In diesen Werten sind tektonische Einflüsse möglichst eliminiert.

Im Handstück sind die hierher zu stellenden Gesteine schwarz bis dunkelgrau, ohne erkennbares Korngefüge und zeigen stets s_2 und nur zuweilen Reste von s_1. In zentralen Partien mächtiger Schieferentwicklung, bei Selle und Beltrai, findet man samtschwarze, kohlig abfärbende, weniger stark metamorphe Gesteine mit weißen bis grauen Quarzlinsen. Karbonatische Einschaltungen und Fossilien fehlen. Das Dünnschliffbild schwächt die makroskopisch sehr deutlichen Unterscheidungsmerkmale gegenüber den Phylliten ab.

Gesteinsbildende Mineralien sind Serizit, Muskowit, Quarz, Chlorit und Albit in der Reihenfolge ihrer Häufigkeit. Hierzu kommt mit einem Anteil bis 15% kohlig-bituminöses Pigment und eine geringe Schwermineralführung. Stets ist ein diffuser Eisengehalt als Limonit oder Pyrit, der sich örtlich zu faustgroßen Pyritnestern mit idiomorphen Kristallen anreichern kann, vorhanden. Bei Rivamonte geht ein Versuchsstollen Pyrit und Anflügen von Malachit und Azurit nach. Dieser Ausbiss steht in engem Zusammenhang mit dem bedeutenden, 300 m tiefer zutage tretenden

Pyrit-Kupferkies-Stock des Val Imperina.

Unterhalb Sagron am Mis (Lokalität I Vori) folgt ein altes, in diesem Jahrhundert neu gewältigtes Stollengebäude einer angeblich goldhaltigen Pyritvererzung, die auf Klüften und Schieferungsflächen konzentriert sein kann. Erzarme Proben aus dieser, über das Explorationsstadium nie hinausgekommenen Grube zeigen schöne Beispiele schichtgebundener, syngenetischer Vererzung in einer Schwarzschiefer-Formation mit praealpidischer Faltung und Schieferung.

Zu beträchtlichen Anreicherungen von Pyrit und Kupferkies nebst einigen anderen, im 19. Jhdt. mitgewonnenen Erzen, kam es in der einstmals berühmten Lagerstätte von Agordo-Val Imperina im NE der gleichen Schichtserie.

Die Graphitphyllite, bzw. die anchimetamorphen Schwarzschiefer, waren den gleichen tektonisch-metamorphen Umwandlungen mit von NE nach SW zunehmender Intensität wie die Phyllitserie bis zur Albitblastese unterworfen. Das kohlig-bituminöse Pigment wanderte während der Faltung und Kristallisation in die gleichzeitig oder unmittelbar darauf ausgebildeten s_2-Flächen ein und täuscht nun ein sedimentäres Schichtungsgefüge vor, das von den synkinematischen s_2-Glimmerbahnen unterstrichen wird. Aus dem primären Lagenwechsel von Quarzfeinsand und Tonpelit in der Größenordnung von Bruchteilen eines mm entstand eine Metamorphose-Bänderung im mm- und cm-Bereich mit lagiger Anreicherung des ursprünglich wahrscheinlich diffusen Gehaltes an Pigment. Häufig finden sich kleine, s_1-parallele Linsen aus eng beieinander stehenden, rundlichen Quarzvakuolen von 0,4 mm Durchmesser in einem filzigen Gemenge von Serizit und ? Karbonat. Der feinstkörnige Quarz dieser "Siebstrukturen" löscht radialstrahlig und dürfte aus einer faserigen, chalzedonischen Hohlraumfüllung hervorgegangen sein. Da Fossilreste wegen der intensiven Faltung, Schieferung und Kristallisationsvorgänge auch an geschützten Stellen kaum in dieser isometrischen Form erhalten geblieben sein können, sind die Ursachen dieser Blasenbildung in der Auflösung organischer Substanz oder Pyrit und Ersatz durch diffundierende Kieselsäure zu suchen, zumal manche limonitisierten Pyritporphyroblasten von Quarz pseudomorph nach Chalzedon umwachsen sind.

1.15 Kieselschiefer - Lydite

In den Schwarzschiefern, bzw. Graphitphylliten finden sich oft kieselige, glimmerfreie Lagen und Linsen, die bis zu selbstständigen Einschaltungen geringer Mächtigkeit innerhalb dieses Schichtkomplexes anschwellen können. Diese meist graphitischen Kieselschiefer zeichnen sich durch Zähigkeit, splittrigen bis muscheligen Bruch, Dichte, makroskopisch nicht sichtbares Korngefüge, tiefschwarze bis blaugraue Färbung und weiße Quarzäderung aus. Im Anstehenden ist nur ein einziges Parallelgefüge zu beobachten.

> Gesteinsbildendes Mineral ist allein Quarz als feinstkörniges, undulöses Pflaster; hinzutreten kann ein wechselnder Gehalt an Muskowit in Paralleltextur. Graphitisches Pigment, auf s_2 angereichert, fehlt nie; Limonit aus Pyrit des sedimentären Eisengehaltes und aus Siderit epigenetischer Zufuhr ist nicht selten. Die untersuchten Schliffe stammen von NE Valchesina an der Straße Forcella Franchè-Rivamonte, N Stalliviere, aus einem Stollen bei I Vori am Mis, sowie aus den permokarbonen Basisbildungen ("Verrucano") bei Sagron.
> Die Korngröße des teilweise verzahnten Quarzpflasters schwankt in allen Proben zwischen 0,05 und 0,1 mm, die Glimmer bilden dünne Lamellen bis 0,5 mm Länge. Sammelkristallisation und zu B_1 synkinematische Mobilisation erzeugten Quarz-Überindividuen bis 2 mm, die postkristallin in streifig löschende, pigmentfreie, oft mörtelige Aggregate zerlegt wurden.

Die Ansicht D'AMICOS (1962, S. 16), die Kieselschiefer hätten ihre sedimentäre Schichtung und damit Graphitbänderung ohne Ausbildung von s_2 beibehalten, trifft nicht zu. Aus senkrecht zu den Koordinaten a, b, c eines Faltenschenkels orientierten Schliffen geht hervor, daß in mindestens einer dieser Richtungen ein älteres B_1-Gefüge erhalten geblieben ist, welches von s_2 fast völlig planiert wurde mit eingeregelten Glimmern und Auswanderung des Pigmentes in die Schieferungsflächen. Kieselschiefergerölle aus den permokarbonen, postvaristischen Ablagerungen brachten das gleiche Ergebnis.

Trotz intensiver Durchbewegung und Umkristallisation bleibt eine auffallende Ähnlichkeit in Fazies und strati-

graphischer Position mit den gotlandischen Lyditen der Karnischen Alpen und der nördlichen Grauwackenzone.

Im Liegenden und Hangenden lösen sich die Kieselschiefer mit dominierendem Serizit/Hellglimmer in den Graphit-Phylliten unscharf wechsellagernd auf. Ein wesentliches Merkmal sind die fehlenden Schwermineralien wie Apatit, Titanit, olivbrauner Turmalin und Epidot der begleitenden Gesteine. Im Grenzbereich der beiden Schichtglieder macht sich entsprechend dem jeweiligen Metamorphosegrad und Lösungsangebot eine schwache syn- bis postkinematische Albit-, Muskowit- oder Quarzmetablastese bemerkbar.

1.2 Albit-Porphyroblasten-Schiefer mit Chlorit+ Serizit

Diese Schiefer, die teilweise Textur und Struktur von Phyllitgneisen annehmen können, bilden mit einer geschätzten Mächtigkeit von mindestens 600 m das sich morphologisch als Höhenzug oder Steilstufe abzeichnende "Rückgrat" des Metamorphikums zwischen Val Molini und Agordo. Von CASTIGLIONI (1935, 1939) noch als Orthogneis bezeichnet, wurden sie von D'AMICO (1962) als Paragesteine erkannt und chemisch-petrographisch untersucht.

Diese Schiefer sind zusammen mit den im Gelände kaum abzutrennenden Porphyroiden bedeutend kompakter als die Gesteine der Phyllitserie und werden manchmal massig-dicht mit weißlich-grauen oder rötlich-fleckigen, überwiegend hellen Farbschattierungen. Meist sondern sie nach der makro- und mikroskopisch fast völlig planierenden zweiten Schieferung s_2 ab, deren Flächen jedoch durch Feldspatporphyroblasten und Inhomogenitäten nicht perfekt ausgebildet sind. Eine zweite Spaltrichtung ergeben die scharf begrenzten, in diesen kompetenten Gesteinen anstelle der stetigen Deformation der Phyllite zu erwartenden Rupturen als z.T. mineralisierte Klüfte bis latente Haarrisse. Nur ganz vereinzelt beobachtet man eine Spaltbarkeit nach dem reliktischen, schwach gewellten s_1-Gefüge mit seiner Wechsellagerung von Quarz-Albit mit Serizit. Gefügemessungen können deshalb nur an orientierten Schliffen durchgeführt werden und müssen mit den Geländedaten korreliert werden.

> Der Mineralbestand setzt sich zusammen aus Albitporphyroblasten, Mikroklin und seltenen Quarzeinsprenglingen; die Grundmasse aus Quarz, Albit, Serizit, Muskowit/Phengit, Pistazit bis 1 Vol. % und Chlorit in der Reihenfolge ihrer Häufigkeit. Sporadisch können Eisenoxyde, Pyrit, Titanit/Leukoxen, Zirkon, Apatit, Zoisit und sehr selten Rutil auftreten. Sideritisches Karbonat wurde epigenetisch zugeführt. Kalzit, Zoisit und Epidot dürften beim Zerfall basischerer Plagioklase, deren Existenz in Relikten angedeutet wird, frei geworden sein. Die übrigen Schwermineralien gehören zum Bestand des sandigen oder grauwackenähnlichen Ausgangssedimentes, da nirgends eine Neubildung beobachtet wurde und die Kornform, ausgenommen vielleicht idiomorpher Turmalin als mögliches Kristallisationsprodukt, dem sedimentären Typus entspricht.

Bereichsweise kann Chlorit, bzw. ein Gemenge von Pennin und Hellglimmer mit gegenseitiger Umwandlung, so überhandnehmen, daß, einem Vorgang D'AMICO's entsprechend (1962, S. 20), die Abtrennung einer chloritischen Fazies gerechtfertigt scheint.

Im allgemeinen herrschen phyllonitische Texturen mit zertrümmerten, rekristallisierten, ursprünglich basischeren Plagioklasporphyroblasten mit Quarzsprossung, welliger Schieferung und mit augenförmigen Resten zu s_2 praeexistenter Faltenbögen, die oft nur noch durch Linsen aus Quarz-Albit-Pflaster oder schrägstehende Muskowitlamellen in den s_2-Bahnen abgebildet werden. Die Beziehung zwischen Deformation und Kristallisation ist bei weitem nicht mehr so klar entzifferbar wie bei den Phylliten.

Die Albitporphyroblasten erreichen Größen von 0,5 - 6 mm und sind nach Albit- und Periklingesetz, oft schachbrettartig lamelliert. Seltener sind amöbenförmige, höchstens einfach verzwillingte, serizitgetrübte (vgl. ANDREATTA, 1954a) und einschlußreiche Albite, welche syn- bis posttektonische zu s_2 aus der Grundmasse um sich greifen. Die typischen Einspenglinge gehören zum Altbestand vor Beginn der Deformation durch s_2 und sind offenbar bereits innerhalb eines älteren Parallelgefüges, dem das s_1 der Phyllite entspricht, kristallisiert. An einem einzigen Porphyroblasten lassen sich im günstigen Falle drei Feldspatgenerationen unterscheiden.

> Als älteste Generation tritt Albit I praedeformativ zu B_1/s_2 im serizitisierten Kern der Porphyroblasten oder als zerrissene Serizitpseudomorphosen nach Plagioklas im ältesten erkennbaren, gefalteten s_1-Gefüge auf. Wegen der starken Durchbewegung und den damit verbundenen Umwandlungen leider nur

selten durchzuführende optische Achsenmessungen ergaben einen An-Gehalt von maximal 17 %; ebenso macht die ausgeprägte Serizitisierung und der stets damit in Zusammenhang stehende Kalzitgehalt einen primären Plagioklas in der Nähe eines Oligoklases wahrscheinlich. Über den Kristallinitätsgrad der Grundmasse vor Einsetzen von B_1/s_2 kann keine Aussage gemacht werden, da mit dieser Deformation eine synkinematische Sammelkristallisation oder Mobilisation in Knauer und Linsen und eine Neugruppierung des Stoffbestandes erfolgte. Fältelung und Transversalschieferung zerbrachen die Porphyroblasten, wobei die Schieferung an diesen Inhomogenitäten abgelenkt wurde.

Gleichzeitig wurden die entstandenen Rupturen durch Quarz und Albit II verheilt und die älteren Kerne von Albit II mit zur Indiomorphie tendierenden Korngrenzen umwachsen, während in der Grundmasse und auf s_2 bereits die ersten Albite der 3. Generation aufkeimen. Deren Wachstum überdauert mit einfach, seltener mehrfach verzwillingten, einschlußreichen, xenomorphen postkinematischen Albitflecken die Bewegungen. Dieser Albit III umschließt auch als jüngster, klarer Saum die Porphyroblasten. In manchen Schliffen wurden auch als postdeformative Bildung Mikroklin-Säume und Umwandlungen von Chlorit in Biotit beobachtet.

In Größe und Häufigkeit zurücktretend finden sich undulöse oder völlig reorganisierte, xenomorphe Quarzeinsprenglinge. Die Grundmasse bleibt trotz der Kristallisationsvorgänge vor, während und nach der Deformation, abgesehen von syn- bis posttektonischen Muskowitlamellen, stets feinkörnig mit Korngrößen um 0,05 mm, wobei eine leichte Zunahme des Kristallinitätsgrades in Richtung der ansteigenden Metamorphose von NE nach SW festzustellen ist.

Die überwiegend dynamische Metamorphose verlief zwar in den Porphyroblasten-Schiefern aufgrund ihrer stratigraphisch tieferen Lage, untergeordnet durch tektonische Komplikationen, mit plastischerer Reaktion und stärkerer Stoffmobilisation, spiegelt aber in großen Umrissen die Petrogenese des gesamten Metamorphikums wider.

Die porphyrische Struktur dieser zuweilen sehr gneisähnlichen Schiefer legt die Vermutung nahe, daß Porphyroide oder Ignimbrite vorliegen könnten. Damit wäre auch der gegenüber den Phylliten deutlich höhere Na-Gehalt und der Parameter k des Na_2/K_2O-Verhältnisses kleiner 0,5 gegenüber 0,6 der Phyllite erklärbar (vgl. Analysentabellen von D'AMICO, 1962) . Da in engem Verband mit den Albit-Porphyroblasten-Schiefern echte Porphyroide mit korrodierten, buchtigen Quarzen, mit perthitischen Kalifeldspäten und Relikten entglaster Matrix ohne Hinweise auf ein Restgefüge älter s_2 vorkommen, können die beiden chemisch und u.d.M. sehr ähnlichen, genetisch jedoch verschiedenartigen Gesteine miteinander verglichen werden.

Das entscheidenste Argument neben mehr oder weniger anfechtbaren (D'AMICO, 1962, S. 24f) gegen die Ansicht RITTMANN's (1960, S. 55), daß alle "feinkörnigen Gneise" ("gneiss minuti", bzw. "gneiss besimauditi" der älteren Autoren) von Tuffen oder Ignimbriten stammen, ist das völlige Fehlen von vulkanogenen Relikten, wie sie in den echten Porphyroiden gleich niedrigen Metamorphosegrades zu beobachten sind. Was sich für viele Gneise, z.B. im Val d'Aosta (u.a. RITTMANN, 1955, S. 3 - 12) bewahrheitete, trifft für das Metamorphikum zwischen Passo Cereda und Agordo nicht zu. Ich habe in einem umfangreichen Schliffmaterial, das ursprünglich dazu gedacht war, Vermutungen über die Existenz von Vulkaniten zu erhärten, keinerlei Bestätigung gefunden. Eine Abgrenzung der "Paragneise" von den Porphyroiden kann mitunter jedoch recht schwierig sein und nur unter Wertung aller greifbaren Fakten durchgeführt werden.

Eine Deutung des hohen Na-Gehaltes der Gesteine dieser Gruppe aus vulkanischen Ausgangsgesteinen findet demnach keine Bestätigung. Für Zufuhr von außen durch Intrusiva oder durch eine Lösungsfront der Regionalmetamorphose fehlen die Beweise, wie etwa ein "zoning" der Albitisierung. Die oberkarbonische bis permische Intrusion des Cima d'Asta-Granites mit einer absoluten Altersdatierung von 271 -280 $\pm$ 8 -10 Mio. a. (FERRARA et alt., 1962) beeinflußte kontaktmetamorph ein bereits vorhandenes s_2-Gefüge einschließlich der postkinematischen Albit-Metablasten (MORTEANI, 1966). Die Kontakterscheinungen sind sehr begrenzt und übten auf unser Gebiet keinen Einfluß aus. Da nach dem bisher Gesagten eine Na- Zufuhr von außen zumindest sehr unwahrscheinlich ist, müssen die Alkalien bereits im Sediment vorhanden gewesen sein, in Klastika, als Porenwasser oder an Tonmineralien gebunden. Während der letzten, präpermischen Metamorphose ist vermutlich ein Teil des Natriums in die hangenden Phyllite mobilisiert worden und hat dort zusammen mit bereits vorhandenem Alkali die Albit-Metablastese bedingt.

Da den Albit-Porphyroblasten-Schiefern auch psammitische Arkosen zugrunde liegen, ist ein primärer detritischer Plagioklasgehalt nicht auszuschließen. Diese Klastika haben jedoch keine einwandfrei identifizierbaren Spuren hinterlassen; über den Reifegrad des Sedimentes geben nur chemische Analysen unsichere Hinweise, auf die hier nicht näher eingegangen werden soll (D'AMICO, 1962, S. 85f).

Ich möchte in diesem Zusammenhang nur erwähnen, daß in einigen Schliffen rundlich-xenomorphe oder splitterförmige, streifig-undulöse, teilweise mylonitisierte oder stark kataklastische Quarzeinsprenglinge bis 2 mm Größe auftreten, welche älter als B_1/s_2 sind und in s_1 liegen. Möglicherweise handelt es sich hierbei um sedimentäre Klastika. Aber auch eine Deutung als vulkanisches Material aus der Grenzzone zu den Porphyroiden ist nicht auszuschließen.

1.3 Porphyroide

In engem Zusammenhang mit den Albit-Porphyroblasten-Schiefern stehen s_1-parallele, zwischen 30 und 200 m mächtige Porphyroide und deren tuffige Abkömmlinge. Abgesehen von geringmächtigen Vorkommen bei Vassere und Case Dorigo stehen diese Vulkanite in breitem Zuge zwischen dem unteren Val Molini (Gosaldo-Bach) und dem Canale del Mis an.

Im Handstück gleichen sie mit ihren fleckigen, blaugrauen, grünlichen oder cremefarbenen lichten Schattierungen, mit ihren kaum oder unvollkommen ausgebildeten Schieferungsflächen und der porzellanartigen Dichte den begleitenden Albit-Porphyroblasten-Schiefern. Eine Abtrennung kann nur unter dem Mikroskop erfolgen, obgleich auch dann, soweit es sich um gefältelte Tuffe oder schichtige, vulkanoklastische Gesteine handelt, wegen des gleichen Mineralinhaltes und des s_1-Parallelgefüges Unsicherheiten bestehen bleiben. Die Verbreitung der Vulkanite innerhalb der "Paragneis-Serie" ist vermutlich größer als aus der geologischen Kartierung mit nur einwandfrei identifizierten Proben hervorgeht.

> Der Mineralbestand setzt sich in der durchschnittlichen Häufigkeit zusammen aus Quarz, Kalifeldspat, Albit, Serizit, Muskowit; untergeordnet aus Chlorit (meist als Prochlorit), Biotit/Meroxen, Fe-Oxyde, Pyrit, Pistazit, Klinozoisit, Zoisit, Turmalin, Zirkon, Apatit, Titanmineralien/Leukoxen, Kalzit und seltenem isotropisiertem Orthit, der den Albit-Porphyroblasten-Schiefern als einziges Mineral völlig zu fehlen scheint. Die Nebengemengteile können von Schliff zu Schliff in ihrer Häufigkeit variieren. Sideritisches Karbonat auf Klüften und s-Flächen ist epigenetisch.

Die Porphyroide sondern meist plattig bis wellig nach s_2 ab. Schwächer geschieferte oder stärker rekristallisierte Varietäten spalten auch unregelmäßig splittrig oder nach der Klüftung; die schichtige Tuff-Fazies zuweilen nach s_1 oder kombiniert nach dem Faltenspiegel B_1 und s_2. Charakteristisch ist die blastoporphyrische Struktur dieser Gesteine mit Merkmalen ihrer Vulkanogenese.

Typisch sind hyp- bis idiomorphe, perthitische Phänokristalle von 0,5 - 2,5 mm mit einer Basis aus blasigem Kalifeldspat und orientierter Entmischung von leistenförmig idiomorphem, oft lamelliertem Albit in geometrischen Mustern. Häufig finden sich auch gitterförmig verzwillingte, zonare Plagioklase mit Serizitkern und nach außen abnehmender Trübung. Reine Orthoklase ohne Entmischung und Quarzeinsprenglinge sind selten. Kalifeldspat überwiegt stets über Plagioklas. Feinstkörnige Gemenge aus Serizit, Quarz und nicht sicher bestimmbaren, hoch lichtbrechenden Nädelchen (Zoisit?) bilden in weniger stark metamorphen Bereichen basischere Plagioklase ab, die schon praemetamorph zersetzt worden sein dürften (D'AMICO, 1962, S. 30). Quarz ist zu streifigen Aggregaten zertrümmert und nach s_2 gelängt. Klastische Reste von kristallisierter Glasbasis wurden in tuffigen Ablagerungen mit s_1-Textur gefunden.

> Die Einsprenglinge werden durch Faltung und Schieferung zertrümmert und zerschert, die entstandenen Rupturen durch Quarz II und vor allem Kalifeldspat II verheilt. Die Entglasung der Grundmasse zu Quarz, Kalifeldspat und Serizit dürfte schon praedeformativ begonnen haben. Parallel zu s_2 erfolgte analog zu den übrigen kristallinen Schiefern und tieferen Phylliten eine synkinematische Mineralregelung. Die Metablastese von Albit, Quarz und Muskowit dauerte entsprechend der größeren Tiefenlage länger an und brachte im Bereich der Porphyroblasten-Fazies Albit III in unregelmäßigen, sich amöbenartig ausbreitenden Flecken, während die Einsprenglinge von klarem Albit mit einem An-Gehalt O und Mikroklin gesäumt wurden.

W des Canale del Mis tritt Biotit als Nebengemengteil auf. Es handelt sich dabei um einen zu s_2 syn- bis postkinematischen, kräftig olivgrünen, stark pleochroitischen Biotit auf s_2-parallelen Streifen, der, unter Eisenabschneidung teilweise gebleicht, über ein hellolivfarbenes, pleochroitisches Glimmermineral mit den optischen Eigenschaften von Meroxen über Chlorit in Muskowit umgewandelt sein kann.

Die Korngröße der Porphyroide ohne Berücksichtigung der Einsprenglinge und ihrer sekundärer Umwandlungsprodukte bleibt unter 0,03 mm, während die glimmerreicheren tuffigen Gesteine gröber und unsortiert struiert sind. Diese Tatsache, neben Mineralfazies, Schichtung und Kornform, erlaubt es, innerhalb und besonders im Hangenden der Effusivserie Kristall- und Aschentuffe zu erkennen.

Die augenfälligsten Unterscheidungsmerkmale zu den Albit-Porphyroblastenschiefern sind:

1. hoher Alkaligehalt mit deutlichem Übergewicht von Kalium,
2. Perthit-Einsprenglinge mit geometrischer Anordnung der Plagioklas-Albit-Entmischungen,
3. Fehlendes s_1-Parallelgefüge in den Effusiva; reliktische Glasfetzen, pyroklastischer Quarz und zertrümmerte, praedeformativ zersetzte Plagioklase in schichtigen Absätzen,
4. serizitisierte, idiomorphe Plagioklase,
5. Auftreten von Orthit.

Nach Analysen von D'AMICO (1962, S. 29) besitzen die Porphyroide den Chemismus von kalibetonten Alkali-Rhyoliten.

1.4 Grüngesteine (Metadiabase)

Eingeschaltet in Serizit-Phyllite und Albit-Porphyroblasten-Schiefer liegen tektonisch beschnittene und teilweise sicherlich eingeschuppte Linsen und Züge aus Metabiabasen und ihren tuffigen Abkömmlingen. Am besten sind diese Gesteine im Steinbruch zwischen Forcella Aurine und Cristo delle Traversade und westlich der letzten Häuser von California, sowie grüne Metatuffe an der Straße Gosaldo-Tisèr bei P. 1061 aufgeschlossen. Weitere Vorkommen liegen bei Martinoi, an der Pezzea kurz vor ihrer Mündung in den Mis und etwa 80 m unterhalb Spiz am Mis. Es fällt auf, daß die Grüngesteine stets innerhalb oder in unmittelbarer Nähe der Albit-Porphyroblasten-Schiefer mit ihren Porphyroiden auftreten. Die Metadiabase setzen sich als einziges Schichtglied nicht in die stärker metamorphe, kontaktbeeinflußte Schieferhülle des Cima d'Asta-Kristallins fort (D'AMICO, 1964a, S. 38). Ihre Mächtigkeit überschreitet in unserem Gebiet nirgends 60 m, die Metatuffe mit fast identischem Chemismus bleiben unter 20 m.

Im Handstück können 3 Fazies unterschieden werden:

1. grauer bis dunkelgrauer, dichter oder körniger, splitteriger Diabas mit angedeuteter Schieferung; im Querbruch sichtbar ein Gemenge aus Plagioklas, Chlorit und Leukoxen mit Pyritwürfeln bis 5 mm,
2. lauchgrüne bis silbergraue, feinstkörnige oder filzig-dichte, gefältelte und verschieferte Tuffe; sichtbar nur Chlorit und selten winzige Plagioklase, auf s_2 auch Muskowit,
3. gelblicher bis brauner Diabas mit reichlich epigenetischem Siderit auf Klüften; kompakt, splittrig, in der Nähe alpidischer Verschiebungsflächen auch plattig absondernd. Diese Fazies tritt nur am Mis und am Unterlauf der Pezzea auf. Die abweichende Färbung wird durch Oxydation der reichlich vorhandenen eisenhaltigen Karbonate bedingt. Eine Verwechslung mit Porphyroiden oder quarzitischen Schiefern liegt nahe.

U.d.M. lassen sich die Grüngesteine in Übereinstimmung mit D'AMICO (1962) in mindestens 3 Gruppen mit ausgeprägten petrographisch-mineralogischen Merkmalen unterscheiden. Zwischen den Endgliedern vermitteln Übergänge, deren Zuordnung entweder zu Tuffen oder ehemaligen Basalten infolge tektonischer Überprägung und retrograder Metamorphose im Gelände meist unmöglich, im Schliff schwierig und unsicher bleibt.

1. Albit-Chlorit-Amphibol-Epidot-Metadiabase

Diese basaltischen Erguß- oder Ganggesteine bilden den vor Deformation weitgehend geschützten Kern des Diabas-Steinbruches bei der Lokalität Cristo delle Traversade und werden von Agglomeraten und Kristalltuffen geringer Mächtigkeit vertikal unterbrochen. Ein zweites, aktinolith- und titanitreiches Vorkommen liegt N unterhalb der Ortschaft Spiz am Mis.

Hauptmineralien sind: Albit, Chlorit, Epidot, aktinolithische Hornblende, Kalzit, Leukoxen. Untergeordnet treten Titanit, Hellglimmer, Biotit, Zoisit und Apatit, ferner mikrolithischer Quarz und Serizit im Plagioklas auf.

Praealpidische, unbauwürdige Klüfte bis 10 cm Breite brachten Baryt, Quarz, Karbonat, Pyrit, Kupferkies und Flußspat. In den grobkristallinen Gangmineralien finden sich Trümmer des Nebengesteins; am Salband erfolgte eine Kornvergröberung und Umwandlung oder Neugruppierung des Stoff-Altbestandes.

Typische Schliffe zeigen ophitisches Gefüge aus verschränkten Plagioklasen oder Intergranulartextur, durch Kataklase und Metablastese verwischt oder vollkommen überprägt.

Albit tritt in 3 Generationen auf:

a. hypidiomorpher, ausgefranster, albitisierter Plagioklas des ophitischen Altbestandes mit Einschlüssen von Serizit/Zoisit und Kalzitsäumen, stark getrübt, überwiegend verzwillingt und zerbrochen. Korndurchmesser maximal 1 x 0,5 mm. Gebogene Individuen weisen auf eine Umwandlung in Albit während der Deformation hin.
b. Synkinematischer Albit, selten lamelliert, scharf umrissen unter teilweiser Ausbildung idiomorpher Formen. Vereinzelt schachbrettartige Vergitterung, die nur in dieser Generation vorkommt. Auf Rissen Neubildung von verdrängendem Quarz.
c. Feinkörnige, postdeformative Albit-Quarz-Gemenge als Zwickelfüllung oder in verheilten Rupturen.

Der An-Gehalt kann in Piagioklasen des Altbestandes bis 15% betragen. Die Umwandlungsprodukte und Neubildungen entsprechen einem reinen Albit. Chlorit liegt als eisenreicher Prochlorit vor, in randlichen Partien und Übergängen zu Metatuffen auch als Pennin oder Klinochlor. Stengelige oder rundliche Pseudomorphosen eines Prochlorit-Titanit-Gemenges können als Relikte zersetzter Amphibole oder Pyroxene angesehen werden. Vereinzelt wurden Übergänge von Prochlorit-Hellglimmer-Biotit beobachtet.

2. Albit-Chlorit-Kalzit-Metadiabase

Diese Fazies tritt bei California und am Mis auf. Hauptmineralien sind Albit und Chlorit der Penninreihe in wechselndem Verhältnis. Hinzu kommt Kalzit, der beim Zerfall basischer Plagioklase frei geworden ist; ferner Quarz als feinkörniges Pflaster in zerbrochenen Albiten oder als Zwickelfüllung, seltener Hellglimmer und Serizit. Auf Spalten und Klüften eingedrungener Siderit verdrängt den Mineral-Altbestand. Ausgeprägte Metablastese verwischt die Primärtextur, so daß nur noch 2 Albitgenerationen sicher unterscheidbar sind. Albit I besteht aus höchstens 0,5 mm großen, hypidiomorphen, einschlußreichen und getrübten Individuen. Albit II ist wesentlich kleiner, schärfer begrenzt, klarer, und meist verzwillingt und postkinematisch. Gleichzeitig mit Albit II dringt Quarz in die Plagioklase ein oder reichert sich auf Blastomylonitzonen an. Akzessorisch finden sich Pyrit und Hämatit. Leistenförmige Opakminerale dürften Ilmenit sein.

3. Chlorit-Albit-Metatuffe

Im Hangenden der Diabase oder als selbstständiges Schichtglied in den Phylliten und Albit-Porphyroblasten-Schiefern, niemals jedoch in den unterlagernden Albit-Muskowit-Schiefern oder in den vermutlich überlagernden Porphyroiden, erscheinen silbergraue bis grasgrüne, gefältelte und verschieferte Metatuffe verschiedener Zusammensetzung. Charakteristisch ist die Mineralvergesellschaftung Albit-Chlorit-Quarz in Anlehnung an die Diabase. Hinzukommen können Muskowit, Kalifeldspat, aktinolithische Hornblende, Titanit, Fe-Oxyde, Serizit in Plagioklas-Pseudomorphosen, Kalzit und Zoisit, während Epidot so gut wie fehlt. Unter günstigen Bedingungen haben sich bis mm-große Quarzklastika mit Einregelung auf s_1 erhalten, an denen s_2 abgelenkt wird. Die Grundmasse besteht aus einem Pennin - oder Prochloritgerüst mit eingestreutem feinkörnigem Quarz und Albit und mit Albitmetablasten von 0,1 - 0,5 mm Durchmesser je nach Metamorphosegrad.

Tuffige Einschaltungen in den Phylliten geben sich durch dünne Albit-Chlorit-Bänder in einer Wechsellagerung von Quarz und Glimmer, also ursprünglich Quarzsand und Ton, zu erkennen. In den Hangendtuffen des Diabaszuges an der Forcella Aurine konnte festgestellt werden, daß Aktinolith und Titanit syn- bis postdeformativ gebildet sein können. Postkinematische Sprossung von Albit, Quarz und Chlorit ist jedoch vor allem in den feinkörnigen Gesteinen weit verbreitet.

Mit zunehmender Entfernung von den Diabasen lösen sich die Tuffe in isolierte, oft nur wenige cm oder mm mächtige Lagen im Nebengestein auf und werden durch Schieferung und Blastese bis zur Unkenntlichkeit im Gelände verwischt. Diese allgemein für alle Gesteine unseres Gebietes zutreffende "Uniformierung" durch Tektonik und Metamorphose, die für manche primären Minerale retrograd verlaufen ist, dürfte die sicher weiter als bekannt verbreiteten vulkanogenen Bildungen tarnen. Als wichtigstes Merkmal zur Identifizierung der relativ niedrig metamorphen vulkanischen Absätze kann der überdurchschnittliche, teilweise auffallend hohe Gehalt an Titanmineralien bis zu 2 Vol. % dienen.

Nach D'AMICO tritt außerhalb unseres Gebietes im äußersten Hof der Diabase eine Kontaktfazies zu den Phylliten mit graduellem, aber raschem Übergang auf, die als felsitische Adinole aus überwiegend Albit, Muskowit, Quarz und Pennin beschrieben werden. Da die unveränderten Phyllite gefältelt und verschiefert sind, die Adinole dagegen nur das primäre s_1 aufweisen, muß das Aufdringen des Diabases vor Einsetzen der B_1 und s_2 schaffenden

Deformationen erfolgt sein, welche ihrerseits nicht jünger als varistisch gewesen sein konnten.

Chemische Analysen (D'AMICO, 1962) zeigen, daß die Metadiabase zwischen Gabbrodiorit und alkalibetonte, femische Orthometamorphite zu stellen sind. Während die Albit-Chlorit-Amphibol-Epidot-Metadiabase bei isochem verlaufener Metamorphose gabbroiden Chemismus besitzen, scheint in den Albit-Chlorit-Diabasen mit fehlendem Epidot und Amphibol ein Verlust von Ca und Al und eine indirekte Anreicherung von Na und Mg durch autometasomatische Vorgänge stattgefunden zu haben. Die Dynamometamorphose mit Faltung und Schieferung erfolgte ohne Stoffverschiebung über größere Distanz und bewirkte Rekristallisationen, Kristalloklastese und -blastese des praeexistenten Mineralbestandes unter den Bedingungen der "Grünschiefer-Fazies". Zumindest für die Tuffe - hier möchte ich D'AMICO widersprechen - ist eine syn- oder postkinematische Einwanderung von Na, die im Hangenden zur Albit-Metablastese in den Phylliten geführt hat und deren Ursache und Ursprung in Mobilisationserscheinungen innerhalb der Albit-Porphyroblasten-Schiefer zu suchen ist, nicht von der Hand zu weisen.

1.5 Albit-Muskowit-Blastenschiefer

Der gesamte Bereich zwischen Passo Cereda im W und Val Molini im E mit einer zur Forcella Aurine ziehenden schmalen Zunge, im N begrenzt durch transgressives Perm der überlagernden Permotrias, im S durch die Linie Sagron-Pezzeamündung, wird, abgesehen von alpidischen Einschuppungen, von einer mineralogisch und faziell wenig abwechslungsreichen, phyllitgneisähnlichen Schieferserie eingenommen. Ihre Mächtigkeit beträgt weit über 1000 m. Die Gesteine dieses Komplexes sind bleigrau, in quarzreicherer Fazies auch speckig-grünlich, quarzgebändert, gefältelt und besitzen grausilbern glänzende, breite Glimmerbahnen.

Zeigte sich schon in den unmittelbar im E angrenzenden Phylliten und Albit-Porphyroblasten-Schiefern eine abnehmende Intensität der zweiten Schieferung, so verschwindet diese in den Albit-Muskowitschiefern immer mehr und ist nach W zu makroskopisch nicht mehr sichtbar. Gefügeprägendes Element sind die Fältelungsachsen; die Schiefer nehmen den Charakter eines B-Tektonits an. Wesentliche Eigenschaften dieser Serie rechtfertigen eine Sonderstellung, obgleich sich die klastischen Ausgangssedimente, außer vielleicht einem geringeren Anteil an pelitischem Material, nicht wesentlich von denen der höheren Stockwerke unterscheiden.

1. Weitgehend homogenisierter Schichtbestand ohne nachweisbare mächtigere Tonschiefereinschaltungen,
2. Eintönige petrographische Fazies ohne zwischengeschaltete Vulkanite,
3. Höhere Kristallinität bei gleichem Verlauf der petrogenetischen Ereignisse wie in den bisher beschriebenen Gesteinen, z.B. Albitmetablastese bis 1,7 mm und einer Korngröße der Grundmasse mit Extremwerten von 0,06 - 0,2 im NE bis 0,1 - 0,3 mm in den tieferen Partien im SW und im Kern der Mis-Gosaldo-Antiklinale,
4. Faltung entsprechend B_1, aber schwaches bis fehlendes s_2-Gefüge,
5. Reliktgefüge älter als das vergleichbare $s_1 \approx$ ss der hangenden, geringer metamorphen Gesteine.

Gesteinsbildend sind Quarz, Albit und Muskowit, deren quantitative Beziehungen in weiten Grenzen variieren können und zusammen mit den Gefügemerkmalen Übergänge zur Phyllitserie oder den Albit-Porphyroblasten-Schiefern bezeichnen. Pennin und Prochlorit kommen als Nebengemengteile vor. Regelmäßig findet sich auch Pistazit, entweder auf s_1 angereichert oder als rundliche Einschlüsse im Chlorit. In wechselnder Menge - häufig bis sporadisch - werden Ilmenit, Pyrit, Fe-Oxyde, Titanit, Kalzit und Rutil angetroffen. Siderit taucht am Südrand als jüngere Zufuhr auf. Hinzu tritt ein diffuser, aber immer wiederkehrender Gehalt an grünem Turmalin, Biotit als Neubildung, Zirkon, Apatit, Granat und graphitischem Pigment.

Die gefügebestimmende Hauptkristallisation ist im wesentlichen synkinematisch zu B_1 mit einer Bänderung aus gefältelten, großschuppigen Muskowitlagen und einem hochkristallinen Pflaster aus Quarz und selten verzwillingtem Albit mit Korngrenzen radial zu den Faltenbögen. Nach dem Erlahmen der Durchbewegung wuchsen Muskowit, Albit und in geringem Umfang Quarz weiter, wobei helizitisches Interngefüge in den Albitmetablasten aus s_1-, bzw. auch s_2-parallel orientiertem unverdautem Pigment, Glimmer, Quarz oder aus Schwermineral-Girlanden synkinematischen Kristallisationsbeginn anzeigen. Die Albitsprossung kann vor Erreichen idiomorpher Formen mit Korngrößen zwischen 0,4 und 1,7 mm und mit hypidiomorphen, oft lamellierten Individuen in den Glimmerlagen, bzw.

mit xenomorph-amöboiden, selten verzwillingten Metablasten in den Quarzlagen, zum Erliegen kommen und führt zur Verarmung der Grundmasse. Im Extremfall wird das Gefüge von den Metablasten restlos aufgezehrt.

Unmittelbar vor der Kapelle von Zavat wurde in einem gneisähnlichen Phyllit eine 4 cm dicke Lage aus ausschließlich Pennin und Albitmetablasten beobachtet. Der hohe Gehalt an Titanmineralien, Eisen-Oxyden, Zoisit und Pistazit läßt auf einen basischen Tuff schließen. Im Liegenden und Hangenden geht die chloritische Fazies rasch in normalen Schiefer mit B_1/s_2 ohne Blasten, aber mit synkinematischem Albit über. Da der Schliff aus der Grenzzone zu den sich östlich anschließenden Serien stammt und da nirgendwo im Zentrum der Albit-Muskowitschiefer-Verbreitung Ähnliches gefunden wurde, könnte es sich bei diesem Vorkommen um die tiefsten Teile der Porphyroblastenschiefer handeln, welche der hier von W-E auf S-N umbiegenden Mis-Antiklinale als Rest auflagern, zumal der E-Flügel dieses Sattels durch ein weit ausgeräumtes Tal tief erodiert ist. Viel wichtiger jedoch als die Lagerungsverhältnisse ist die Feststellung, daß das Alkali der Albitblastese aus dem Stoffbestand dieses Gesteins selbst stammen muß, da eine übergeordnete Zufuhr schwerlich eine 4 cm dicke Lage mit Albit überschwemmt und das Nebengestein mit relativ scharfer Grenze ausklammert. Erschwerend für einen solchen Vorgang kommt hinzu, daß die zweite Schieferung als möglicher Transportweg nicht parallel zur Einschaltung durchzieht, sondern sie in einem Winkel von annähern 60° schneidet.

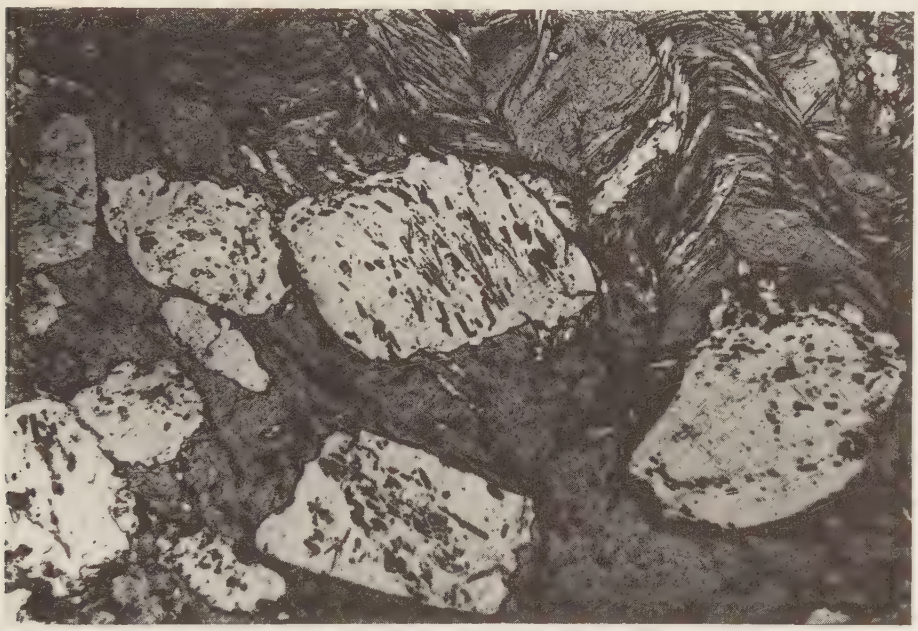


Abb. 2 Albit-Metablasten, zu s_2 syn- bis postkinematisch, mit verstelltem Interngefüge aus Schwermineralien, Hellglimmer und kohlig-bituminöser Substanz in einer cm-mächtigen Einschaltung von Chloritschiefer (Tuff?) im Muskowit-Albit-Schiefer; gefältelte Metamorphose-Bänderung s_1 = horizontal, schwache Ausbildung von subvertikaler Schieferung s_2.
Schliff 2062/7 - Kapelle Zavat, N +, 100 x.

1.51 Regionale Beziehungen zwischen S_1 und S_2

Nachfolgende Befunde und Überlegungen sollen, bevor eine Deutung versucht wird, eine klare Basis schaffen für die regionale Korrelation des im Gelände und im Schliff erkennbaren tektonischen Inventars. Dies umso mehr, als AGTERBERG (1961, 1964) durch Gleichsetzen zeitlich und genetisch verschiedenartiger Fakten zu einer spekulativen Fehlinterpretation kommt.

Die gefügeprägende Textur der typischen Albit-Muskowitschiefer ist diejenige eines B-Tektonites ohne Zergleitung. Die Kleinfältelungsachsen verlaufen in N-S-Richtung mit Ausnahme einer Komplikation lokalen Ausmaßes am Mis und können mit dem Achsenplan des Gesamtgebietes räumlich und zeitlich parallelisiert werden. Geländebefund und Schliffbild ergeben einen fließenden Übergang von faltungsbedingter Transversalschieferung über einfache Scherung bis zur plastischen Deformation durch reine Biegefaltung im tiefsten und zugleich am stärksten epimetamorphen

Bereich.

Als zweite relative Zeitmarke dient die postkinematische Albitmetablastese als letzter praealpidischer Akt. Sie trifft als regionales Ereignis auf abgeschlossene Deformationspläne, die seither, wie Gerölle im "Verrucano" beweisen, nicht mehr wesentlich überprägt worden sind. Die Albitsprossung muß demnach in den geschieferten Gesteinen höherer Stockwerke im E jünger als das durch B_1 als einziger Faltung hervorgerufene s_2 und in den vorliegenden, nur gefalteten, schwach bis überhaupt nicht geschieferten Albit-Muskowitschiefern jünger als das gefaltete s_1 sein und zwar ohne spätere Beanspruchung. Dieses Postulat hat sich voll und ganz in einem unfangreichen Untersuchungsmaterial bestätigt.

Daraus geht klar hervor, daß B_1 im gesamten Bereich zwar eine gleiche zeitlich-genetische Funktion zukommt, daß aber in den Phylliten der hangenden Stockwerke im E meist s_2 gemessen wird, während im SW in erster Linie s_1 und der B_1-Faltenspiegel in Erscheinung treten. Diese Beobachtung wird auch von D'AMICO (1962, 1964b, 1964c) als entscheidendes Argument gegen die Thesen AGTERBERG's (1961, 1964 mit Einschränkungen und Modifikationen) angeführt.

Bis hierher, bis zur regionalen Analogie zwischen letzter praealpidischer Faltung, Schieferung und Albitmetablastese entsprechen meine Befunde und ihre Interpretation denen D'AMICO's. Er betrachtet s_1 als sedimentäre Schichtung und parallelisiert sie für das gesamte Metamorphikum von den Serizitschiefern bis in die Albit-Muskowitschiefer. Die erwähnten Altplagioklase mit ihrer für die Porphyroblastenschiefer typischen Verschränkung nach Albit- und Periklingesetz wären demnach als Einstreuung in ein sedimentär-schichtiges Gefüge aufzufassen, falls diese Annahme richtig wäre.

In einer Reihe von Schliffen vornehmlich aus den Albit-Muskowitschiefern konnte ich in diesem "sedimentären" s_1 reliktische Gefüge beobachten, die einer älteren Paralleltextur aus Quarz, Muskowit oder Chlorit mit nachfolgender Fältelung bestehen. Hierbei kam es zu einer ausgeprägten synkinematischen Kristallisation auf den Scherbahnen ($\approx s_1$). Folglich ist s_1 nichts anderes als eine Metamorphose-Bänderung mit einer Konzentration oder Neubildung der Akzessorien in den Glimmerlagen.

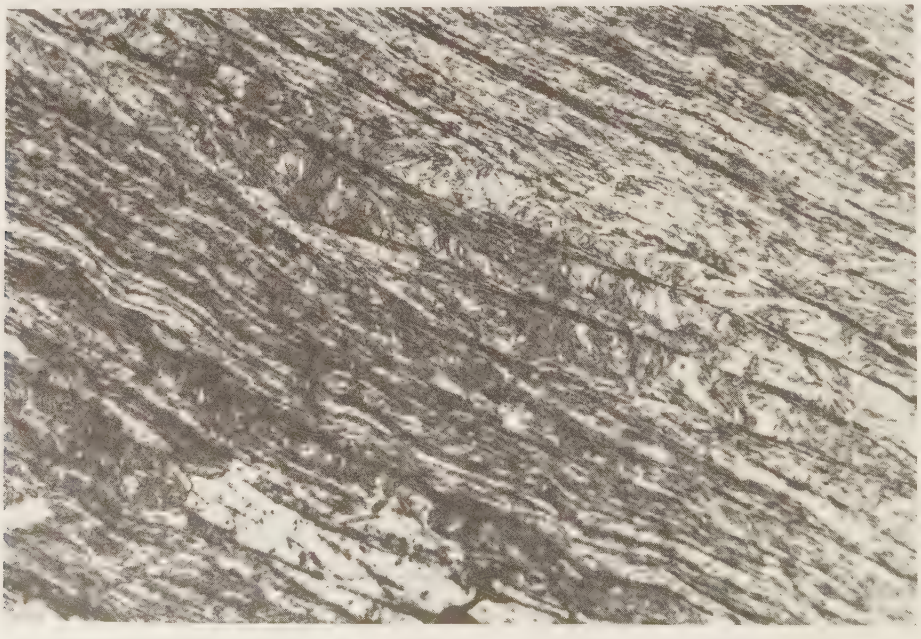


Abb. 3 Restgefüge ⊥ senkrecht zur Metamorphose-Bänderung s_1 in einer Glimmerlage der Albit-Muskowit-Schiefer; schwaches B_1.
Schliff 1965/11 - Bezzoi, 175 x

PETROGENETISCHES SCHEMA DES METAMORPHIKUMS

W

E

ALBIT-MUSKOWIT-PARAGNEIS + GNEIS v. MASOCH

PHYLLITSERIE, VULKANITE + PORPHYROBLASTEN-GNEISE

S_3/B_2

ALPIDISCH

Fm 2

PERMOKARBON

Kr 1

Fm 1

$B_4/(S_2)$

VARISTISCH

B_4/S_2

ALBIT-MUSKOWIT-BLASTESE POSTDEFORMATIV

S_4 = METAMORPH.-BÄNDERUNG

Pelit.-Psammit

$S_4 = SS$

Fm + Kr RELIKTISCH

ALTGEFÜGE

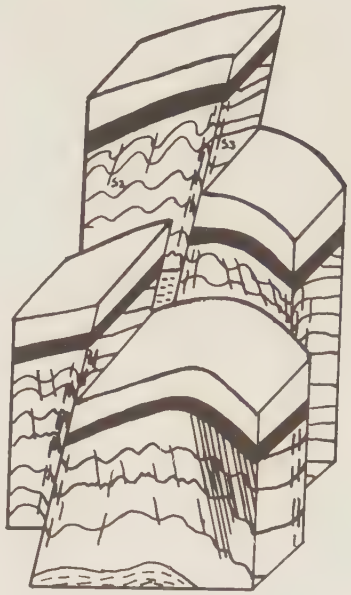
SS - B_1

SS

GNEIS v. MASOCH (PARAGNEIS?)

KALEDONISCH —

— PRÄKAMBRISCH



ALPIDISCHE DEFORMATION

TAFEL 1

Abb. 4 s/B -Restgefüge im Metamorphose-s_1 der Albit-Muskowit-Schiefer, Ausschnitt aus einem B_1-Faltenschenkel ohne Ausbildung von s_2.

Über den Kristallinitätsgrad des Altgefüges vor B_1 kann keine Aussage gemacht werden; er dürfte sich aber nicht wesentlich von dem der heutigen Serizitschiefer unterschieden haben. Da es sich vermutlich um ein sedimentäres Gefüge handelt, darf man eine mm- und cm-Wechsellagerung von zum Teil kohlig-bituminösem Pelit und Quarzpsammit annehmen. In den meisten Fällen stehen Alttextur und s_1-Bänderung senkrecht aufeinander - ein selektiver Effekt, da derartige Winkelbeziehungen besonders auffällig und gegen Einregelung und Planierung von Anfang an widerstandsfähiger sind.

In der Phyllitserie gibt es bis jetzt unwiderlegte Beweise für den sedimentären Charakter von s_1, wie schichtparallele Einschaltung von Klastika, Graphitschiefern, Vulkaniten und die Ausbildung einer einzigen s-Flächenschar (= ss) in den kaum metamorphen Schiefern des Col di Foglie (D'AMICO, 1962), das zusammen mit dem nichtsedimentären, metamorphosebedingten s_1 der Albit-Muskowitschiefer von einer gemeinsamen, präpermischen Faltung und Schieferung ergriffen wurde. Die Gefüge älter B_1 müssen zeitlich und genetisch verschieden sein. Diese Feststellungen zwingen zu dem Schluß, daß die Albit-Muskowitschiefer bereits vor der Sedimentation der im Osten anstehenden jüngeren Serien deformiert wurden und daß zwischen beiden eine im Aufschluß nicht mehr nachweisbare Diskordanz liegt. Die stratigraphische Gliederung des Metamorphikums erhält dadurch ein weiteres Argument.

Möglicherweise gehören hierher auch die Albit-Porphyroblastenschiefer mit ihren schwer deutbaren praeexistenten Einsprenglingen. Ich konnte jedoch für diese Annahme keine Beweise finden und möchte es deshalb unterlassen, in der schematischen Übersichtsskizze darauf hinzuweisen.

1.6 Albit-Muskowit-Epidot-Gneis (Gneis von Masòch)

Im Scheitel der Mis-Gosaldo-Antikline erscheint bei Masòch ein grauer, feinkörniger, auffallend zäher Schiefergneis, der makroskopisch nur eine einzige, knotige Schieferung aufweist ("Polymetamorpher Paragneis von Masòch", D'AMICO, 1962, S. 39). Er besteht aus einem komplexen Mineralgemenge von Quarz, Muskowit, Albit, Pistazit,

Biotit, Titanit, Kalifeldspat, Zoisit, Chlorit, Zirkon, Apatit, Serizit, Granat bis 0,1 mm, graphitischer Substanz und den üblichen Erzen in der Reihenfolge ihrer Häufigkeit. Vergitterte, albitisierte und von Quarz verdrängte, teilweise stark serizitisierte Oligoklase von maximal 0,3 x 0,2 mm Größe in ähnlicher Ausbildung wie in den Albit-Porphyroblastenschiefern, sind älter als die jüngsten s-Flächen, auf denen vor allem Pistazit bis 1 Vol. % angereichert ist. Zum Altbestand gehören die Granate, die stellenweise durch ein Gemenge von Quarz-Albit-Chlorit ersetzt werden. Gestreckte, 0,8 mm große Penninaggregate könnten von femischen Komponenten stammen. Auf s wurde der synkinematische Muskowit in gelblich-hellgrünen, schwach pleochroitischen Biotit niedriger Doppelbrechung umgewandelt. Postkinematisch treten große Muskowitscheiter und Albit-verdrängender Quarz auf. Die Fazies fügt sich zwanglos in das petrogenetische Schema der überlagernden Albit-Muskowit-Schiefer als tiefste aufgeschlossene Metamorphosestufe ein. Der Gneis von Masòch wurde von der Faltung nicht oder in randlichen Partien nur schwach ergriffen. Die einzig sichtbare Schieferung entspricht somit dem Metamorphe - s_1 der überlagernden Serien.

Das opazitische, verstellte Interngefüge der Altplagioklase bildet daher ein Gefüge ab, das mindestens so alt ist wie das älteste, reliktische s (≃ ss ?) der Albit-Muskowit-Schiefer. Es ist nicht auszuschließen, daß diese Gneise den denudierten kristallinen Sockel der auflagernden Schiefer darstellt, wie D'AMICO aufgrund von Analysenvergleichen wahrscheinlich macht. Trifft diese Vermutung zu, wäre ihr Alter praekambrisch. Für eine Ableitung der Albit-Muskowit-Schiefer als sedimentäres Abtragungsprodukt des Gneises von Masòch sprechen auch die identischen Residualmineralien und deren gerundete Kornformen mit Korngrößen, die stets deutlich unter denen der Gneise liegen. Der Übergang zwischen den beiden Gesteinen vollzieht sich rasch, aber kontinuierlich. Eine Diskordanz ist im Gelände wegen der schlechten Aufschlußverhältnisse nicht festzustellen. Präpermische Deformation und Kristallisation haben beide Serien homogenisierend überprägt.

Als seltene und nur hier zu beobachtende Erscheinung finden sich im Zentrum größerer Muskowite (bis 0,3 mm) sagenitähnliche, hexagonale Durchwachsungen von feinsten, blaßgrünen Turmalinnädelchen. Diese auffallende Struktur kann zusammen mit der fehlenden Faltung, der vollkommen planierenden einzigen Schieferung und der Kompaktheit als Charakteristikum für diese Gneise bezeichnet werden.

Abb. 5 Sagenitähnliches Turmalin- oder Epidotgitter im Muskowit des Schiefergneises von Masòch; randlich Epidot/Pistazit und Rutil.
Schliff 1718/17 - Masòch, 650 x

1.7 Bemerkungen zum Alter der kristallinen Schiefer und der Metamorphose

Die kristallinen Schiefer als Sockel der permotriassischen Schichtfolge, die am Nordrand der Dolomiten als Brixener Quarzphyllit entlang der Pustertal-Linie nach E in die Karnischen Alpen ziehen, im Süden als Schieferhülle des Cima d'Asta-Granitmassivs entlang der Val Sugana-Störung hochkommen und zwischen Passo Cereda und Agordo eine 12 x 3 km große, isolierte Linse aus teilweise diaphthoritischen Gesteinen in Grünschieferfazies (WINKLER, 1967) bilden, haben sich bis jetzt, abgesehen von fraglichen Graptolithen des Obersilurs bei Brixen, als völlig fossilfrei erwiesen. Die indirekte Altersbestimmung durch Vergleiche mit den datierten Gesteinen der Karnischen Alpen oder durch regionaltektonische und petrogenetische Untersuchungen reicht von Oberkarbon bis Praekambrium.

Eine ähnliche Diskrepanz in der Alterseinstufung herrscht für die Gesteine unseres Gebietes. Weit davon entfernt, die Altersfrage endgültig beantworten zu können, seien einige Befunde und Überlegungen angeführt, die dazu beitragen könnten, die innerhalb weiter Grenzen schwankenden Datierungen einzuengen und zu fixieren.

Eine oberste Grenze ist durch die postvaristischen, permokarbonen Basalbildungen gegeben, in denen die Schiefer in Fazies und Textur des Anstehenden als Gerölle vorliegen. Ihre postkinematische Albitmetablastese, Fältelung und Schieferung mit Überprägung älterer Gefüge ist varistisch. Somit können die jüngsten Serien - Serizitphyllite und Schwarzschiefer, bzw. Kohlenstoffphyllite - nicht jünger als mittelkarbon sein, da die Haupttektonik in den vergleichbaren Karnischen Alpen sudetisch war (HERITSCH, 1936). Ferner beeinflußte die Intrusion des Cima d'Asta-Granites an der Wende Karbon/Perm die "fertigen" Schiefer kontaktmetamorph mit Hornfelsbildung und einer postkinematischen Mineralgeneration II (MORTEANI, 1966).

In den permokarbonen Basaltbildungen fand ich zahlreiche limonitumkrustete Gerölle aus einem fossilleeren, weißlichen bis cremefarbenen, kalkigen Dolomit, dessen Anstehendes nicht mehr nachweisbar ist. Das gesamte Metamorphikum des Untersuchungsgebietes weist keine karbonatischen Einschaltungen auf. Die Fazies der Dolomite gleicht vollkommen den devonischen Geröllen an der Skyth-Basis der nördlichen Grauwackenzone bei Kitzbühl. Nach HERITSCH u. SCHWINNER (1925), HERITSCH (1936), KAHLER u. PREY (1936) kommen derartige lichte Dolomite im Karbon der Karnischen Alpen, mit deren Gesteinen unsere Metamorphite als stärker metamorphe Fazies vergleichbar wären, nicht vor. Helle Karbonate dagegen treten dort nur im Devon auf.

Die von E nach W über jeweils stratigraphisch tiefere und höher metamorphe Stockwerke von Serizitphyllit, Schwarzschiefer bis Albit-Muskowitschiefer infolge varistischer Faltung und Achsendepression greifende permische Transgression, in deren Geröllbestand der unmittelbare Untergrund repräsentiert wird, könnte demnach ursprünglich vorhandenes Devon ausgemerzt haben. Ob überhaupt jemals karbonische Sedimente zum Absatz kamen, ist fraglich, da in den Karnischen Alpen ein bretonischer flacher Faltenwurf mit einem maximalen Abtrag von 200 m bis herab auf mitteldevonische Gesteine nachgewiesen wurde (HERITSCH, 1936, S. 177: Hochwipfelkarbon) und in unserem Gebiet mit einer stärkeren Heraushebung nach Ausweis der betont terrestrischen permokarbonen Sedimente gerechnet werden muß. Ich schließe mich daher der u.a. von CASTIGLIONI (1935, 1939), D'AMICO (1962) und DE BOER (1963: Quarzphyllit der Vicentinischen Alpen W Schio) geäußerten Vermutung an, die kristallinen Schiefer - Phyllonite im Sinne SANDER's - seien wahrscheinlich höchstens gotlandisch. Für gotlandisches, bzw. silurisches Alter sensu stricto der Schwarzschieferformation sprechen die reichlichen, lyditähnlichen Kieselschiefereinschaltungen, die in der nördlichen Grauwackenzone und in den Karnischen Alpen innerhalb ähnlicher Sedimente nur dort auftreten. Typisch ist auch das Fehlen oder merkliche Zurücktreten karbonatischer Gesteine.

Leitgesteine von außerordentlicher Bedeutung sind die unterlagernden Metavulkanite - im Hangenden rhyolitische Porphyroide, im Liegenden Metadiabase und Metatuffe - , die in gleicher Fazies und differentieller Abfolge im Ordoviz/Silur verbreitet sind, z.B. in der Plenge-Serie des Karnischen Altpaläozoikums und im Saualpenkristallin (CLAR et al., 1963) und derzeit mit ihren Begleitgesteinen und ihrer Vererzung Gegenstand zahlreicher petrographischer,

lagerstättenkundlicher und conodontenstratigraphischer Untersuchungen im Alpenraum und Apennin sind. Diese vulkanogenen Gesteine unterschiedlicher Mächtigkeit gleichen sich in weit auseinanderliegenden Vorkommen, abgesehen von lokalen Unterschieden in der Intensität der Metamorphose, in verblüffender Weise. Durch Conodontenfunde engt sich ihre Datierung mit fortschreitender, gezielter Bearbeitung auf Silur ein und berichtigt dadurch rein hypothetische oder tektonisch-postulative Annahmen.

Ein weiteres weltweites Phänomen ist die im Silur auftretende syngenetische Antimonit-Scheelit-Zinnober-Vererzung der überlagernden Schwarzschiefer oder Karbonatgesteine in Verbindung mit Vulkaniten, die MAUCHER (1965) veranlaßte, eine extrusiv-sedimentäre Sb-W-Hg-Formation aufzustellen, deren Existenz durch neues Tatsachenmaterial in zunehmendem Maße bekräftigt wird.

Ein silurisches Alter der Phyllitserie steht auch in Einklang mit dem in Schliff und Handstück erkennbaren sedimentären Parallelgefüge, das in klarer Relation zur späteren, varistischen Faltungs- und Schieferungsdeformation steht.

In dem unterlagernden Komplex aus Albit-Porphyroblasten-Schiefern mit seinen sauren und basischen Vulkanit-einschaltungen, dessen Gesteine teilweise als Blastomylonite bezeichnet werden können, treten prätektonische Albitporphyroblasten auf, welche eindeutig älter als Deformation und Kristallisation sind. Möglicherweise liegen in diesen blastopsammitischen Resten, die wegen ihrer gleichförmigen Ausbildung, den isochemen Beziehungen zur Grundmasse und trotz niedriger Metamorphosestufe fehlenden sedimentären Strukturen kaum als Klastika angesprochen werden können (D'AMICO, 1962), Anzeichen einer Blastese während der takonischen Phase an der Wende Ordoviz/Silur, deren Intensität die varistische posttektonische Albitmetablastese übertroffen haben muß. In den Karnischen Alpen wird eine takonische Diskordanz vermutet (HERITSCH, 1936, S. 58f), wurde aber noch nicht zweifelsfrei nachgewiesen.

Die deutliche, sprunghafte Faziesänderung und stärkere Metamorphose der phyllonitischen, stratigraphisch tieferen Albit-Muskowitschiefer und deren B/s-Restgefüge im W des Untersuchungsgebietes sprechen dafür, daß diese eintönige Serie praevaristisch bereits gefaltet worden ist und deshalb ordovizisch oder noch weiter zurück datiert werden muß. Bislang ist eine kaledonische Faltung in den Alpen jedoch noch nicht mit Sicherheit bekannt geworden. Vielleicht besitzen diese Schiefer ein sehr viel höheres Alter (DAL PIAZ, 1965) und ein präkambrisches ss-B/s-Gefüge einer "algomanischen" Deformation (SCHWINNER, 1929), was sich für den Gneis von Masòch, von dem sie sich als Abtragungsprodukt ableiten lassen, zutrifft.

Ob kaledonische Faltung und / oder präkambrisches Alter der Albit-Muskowit-Schiefer, - beides würde zu seltenen Beobachtungen im Alpenraum und zu einem erstmaligen Nachweis in unserem Gebiete zählen.

2. Permotrias

2.1 Permokarbone Basalbildungen ("Verrucano")

Diskordant über den kristallinen Schiefern folgt mancherorts ein eisenschüssiges, rötliches bis grellgelbes, seltener durch Reduktion grünlich-graues Trümmergestein als ältestes Schichtglied der "atesinischen Plattform". Die alte, für die Konglomerate der unterschiedlichsten stratigraphischen Horizonte ohne eindeutige Definition angewandte Bezeichnung "Verrucano" wird in der neueren Literatur meist durch den Begriff der "Basalbildungen" ersetzt ("Grundkonglomerat": WOLFF, 1908, S. 81; "Basalbildungen": KLEBELSBERG, 1935, S. 303; "Basalkonglomerat": DOZY, 1935; TEDESCO, 1958; DAL CIN, 1963). Da Konglomerate in unserem Gebiet nur in den seltensten Fällen vorliegen, scheint mir die Bezeichnung PICHLER's (1962, S. 43) als "permokarbone Basalbildungen" die treffendste zu sein.

Im Untersuchungsgebiet liegen die besten Aufschlüsse an der Straße Passo Cereda-Mis und Mis - Sagron, sowie im Bereich der HgS-Grube Vallalta, wo die beiden Stollen O'Connor und Terrabugio diese Gesteine in großer Mächtigkeit auffahren. Nördlich von Gosaldo und an der Forcella Aurine bis Frassenè liegen Porphyre des "Oberen Komplexes" direkt auf Metamorphikum, möglicherweise durch tektonische Ausmerzung geringmächtiger Basalbildungen.

> Die permokarbonen Basalbildungen entwickeln sich allmählich aus unzersetztem Kristallin über typischen mechanischen Zersatz in situ zu einer weinroten, scharfkantigen Brekzie. Der Verwitterungseinfluß reicht mit violett-bräunlichem Farbton 10 - 15 m tief in den Untergrund, auf Spalten noch weiter. Meist schon nach wenigen m Mächtigkeit sind die Kristallinkomponenten lockerer gestreut und durch rotes bis gelbes, tonig-sandiges Bindemittel fest verkittet. Hier liegen bereichsweise erste Anzeichen für Transport und Einregelung vor allem plattiger Klastika, jedoch ohne sichtbare Schichtung, vor. In den jüngsten Partien können rote Tonschieferlinsen und Geröllhorizonte auftreten. Die allgemeine Korngröße nimmt von psephitisch an der Basis zu vorwiegend psammitisch im Hangenden ab. Aber auch in den feinkörnigen Ablagerungen können zuweilen Gerölle bis Faustgröße beobachtet werden.

Ein sicheres Unterscheidungsmerkmal der Basalbildungen von ähnlichen Horizonten in den Grödener Schichten ist, falls nicht aus dem Verband mit dem Metamorphikum direkt ersichtlich, das völlige Fehlen von Geröllen der permischen Eruptivserie. Fossilien wurden bislang im Gegensatz zu den tonig-mergeligen Begleitschichten der "Grödener Konglomerate und Sandsteine" noch nie gefunden. TRENER (1902, S. 183) erwähnt zwar organische Spuren aus den obersten Tonschieferlagen, doch dürfte es sich dabei um Tuffe des Quarzporphyrs handeln. Das Alter der Basalbildungen liegt zwischen Oberkarbon und Unterperm, zwischen Heraushebung des varistisch gefalteten Grundgebirges und Beginn der Eruptivtätigkeit, bzw. des Grödener Sandsteins. Der Altersunterschied zwischen den Vulkaniten und Grödener Schichten kann nicht allzu groß sein, da die Effusiva nur eine Unterbrechung der Sandsteinbildung darstellen. Vor allem in den geringmächtigen Randgebieten der "atesinischen Porphyrplatte" mit ihrer Schichtkondensation, an deren äußerstem SE-Rand wir uns befinden, wird ersichtlich, daß zwischen den einzelnen vulkanischen Ereignissen, welche die Peripherie erreichten, längere Zeiträume lagen, in denen Sandsteine der Grödener Fazies durch Aufarbeitung der Vulkanite entstanden, deren Bildung unter gewandelten, stärker marin-betonten Verhältnissen nach Erlahmen der vulkanischen Tätigkeit fortdauerte.

Die Ablagerung der terrestrischen Basalbildungen erfolgte auf einer varistischen Unterlage geringer Reliefenergie unter semiariden Bedingungen. Der Abtragungsschutt wurde von periodischen Flüssen in die vorhandenen Senken transportiert und dort mit feinerklastischem Material zugedeckt (vgl. DAL CIN, 1963). Chemische Verwitterung kann keine große Rolle gespielt haben, da die Klastika makro- wie mikroskopisch völlig frisch erscheinen. Erst in den jüngsten Teilen machen sich Limonitumkrustungen, Infiltration und Umwandlungen entlang den alten s-Flächen bemerkbar.

Die Basalbildungen besitzen als Schuttfüllung alter Depressionen des postvaristischen Reliefs unregelmäßige Verbreitung

mit Mächtigkeiten von 0 bis 250 m. Die maximale Mächtigkeit wird zwischen Sagron und Vallalta erreicht, wo eine lokale Senke von 2 - 3 km Durchmesser innerhalb eines größeren Beckens zwischen Primiero und Agordo (CASTIGLIONI, 1935a, S.52; 1939, S.11) die periodische Schuttzulieferung aufnahm. Die durchschnittliche Zusammensetzung der Gerölle spiegelt den jeweiligen Untergrund wider; im E mehr serizitphyllitische Gesteine, im W bevorzugt Albit-Muskowitschiefer. Albitmetablastese, Schiefertextur mit s_1 und s_2, tektonisch-petrographische Fazies stimmen genau mit den Ausgangsgesteinen überein. Da die Basalbildungen und die darüberfolgenden Serien vom Perm bis zur Kreide nur von der alpidischen Falten- und Bruchtektonik ohne Metamorphose und Kristallisationserscheinungen betroffen wurden, war die Petrogenese des Kristallins in seiner heutigen Fazies permokarbon bereits abgeschlossen. Ebenso muß auch der großtektonische Bau des Metamorphikums, abgesehen von einer alpidischen Aufwölbung, vollendet gewesen sein, wodurch auf kurze horizontale Entfernung die verschiedensten stratigraphischen und metamorphen Stockwerke nebeneinander denudiert wurden. Auf die alpidische Faltenwölbung und auf das sogenannte Val Sugana-Störungssystem mit ihren meßbaren, rekonstruierbaren Dimensionen, reagierte der kristalline Untergrund mit lokaler Fältelung meist abweichenden Achsenverlaufes und damit verbundener s_3-Scherung ohne Blastese, mit Flexuren, Verschuppung und Klüften, deren Richtung und Wirksamkeit sich dem alpidischen Deformationsplan der permotriassischen Deckplatte einfügen.

Bei der Durchmusterung zahlreicher Gerölle der Basalbildungen fanden sich neben den charakteristischen Kieselschiefern der Schwarzschieferformation auch limonitumkrustete, faust- bis kopfgroße, kalkige Dolomite. Die Farbe dieser im gesamten Untersuchungsgebiet und seiner weiteren Umgebung nicht mehr anstehenden Karbonate ist weißlich, hellrosa oder cremefarben. Im Schliff zeigt sich ein spätiges Dolomit-Kalk-Pflaster mit zonaren Dolomitrhomboedern bis 0,5 cm und seltenem Baryt und Quarz. Die Ähnlichkeit mit devonischen Dolomiten zwischen Inntal und Wildschönau oder als Gerölle in der Skyth-Basis bei Kitzbühl ist verblüffend. Conodonten-Tests blieben leider erfolglos. Weder in der Literatur noch nach meinen eigenen Erfahrungen ist eine derartige Fazies aus dem Karbon der karnischen Alpen oder der Grauwackenzonen bekannt. Weiter fällt auf, daß in den tieferen Teilen der Basalbildungen Klastika aus Serizitphylliten und Schiefern geringerer Kristallinität oder schwächerer Metamorphose, aber mit allen typischen texturellen Eigenschaften auftreten. Diese Beobachtungen lassen schließen, daß der varistische Faltenbau im Permokarbon tief abgetragen wurde und ursprünglich vorhandenes Karbon oder Devon nicht mehr ansteht. Daraus ergeben sich neue Argumente zur Alterseinstufung des Metamorphikums (vgl. Kap. 1.7).

Ich möchte jedoch ein resultierendes räumliches Problem nicht unerwähnt lassen. Obwohl zeitlich gesehen eine derartige Abtragung möglich wäre, fehlen die anfallenden Schuttmassen, da eine ausgeprägte chemische Verwitterung kaum in Betracht kommt. In einer durchschnittlichen Mächtigkeit der Basalbildungen von 50 m in den aufgeschlossenen Gebieten kann eine erodierte Gesteinsserie von 500 m Mächtigkeit oder mehr schwerlich kondensiert sein. Da sich das terrestrisch-sedimentäre Perm zweifellos unter die abgesenkten Schollen aus Mesozoikum und Tertiär nach Süden fortsetzt, könnte man dort ein hypothetisches Sammelbecken mit größerer Mächtigkeit der Abtragungsprodukte annehmen. Beweise hierfür wurden jedoch noch nicht gefunden.

2.2 Vulkanite der "Bozener Quarzporphyplatte"

Zwischen Passo Cereda und Agordo werden die permischen Vulkanite im S durch die Val Sugana-Linie abgeschnitten und dürften wegen ihrer nur mehr geringen Mächtigkeit keine größere primäre Süderstreckung besitzen. Nach E zu keilen sie am Cordevole bei Agordo aus. Ihre Mächtigkeit beträgt am SE-Rand im Durchschnitt 150 m, im Tal der Pezzea bei Vallalta übertage 250 - 300 m, während sie in der Grube selbst tektonischen Einflüssen unterliegen. Trotz dieser Kondensation wird die petrographisch-chemische Abfolge von Augit-Porphyriten, Melaphyren über Plagioklas- und Biotitporphyr bis zu extrem sauren Vulkanoklastika im Hangenden voll repräsentiert, wobei Agglomerat-, Kristall- und Aschentuffe vor allem im "Oberen Komplex" in den Vordergrund treten.

Die alte TRENER'sche Gliederung (1904) des Südrandes der Porphyrtafel in basalen, z.T. brekziös-konglomeratischen basischen "Calamentoporphyr", in SiO_2-armen "Violettporphyr" und in den am weitesten verbreiteten sauren "Lagorai-Porphyr", die im wesentlichen auf einer Handstückbeschreibung von Farbe, Konsistenz und makroskopisch sichtbaren Einsprenglingen beruhte, wird in neuerer Zeit durch eine petrographisch-genetische und chemisch-evolutionäre Einteilung ersetzt. Wegen der Vielzahl von Ausbruchstellen und der sich überlappenden Lavaströme und Tuffdecken kann eine stratigraphische Gliederung in Übereinstimmung mit ANDREATTA (1959 b) und entgegen dem Vorgehen von PICHLER (1957, 1959) nur auf engstem Raum Gültigkeit besitzen. Charakteristisch ist der Wechsel im Chemismus von trachyandesitisch/dacitisch zu rhyolitisch/quarzlatitisch (ANDREATTA, 1950, 1959a, 1959 b: "leukogabbroid/quarzdioritisch - leukogranitisch"; MITTEMPERGHER, 1958; PICHLER, 1959: "Basische basale Tuff-Serie - sauerer Hangendkomplex des Lagorai-Porphyrs"; D'AMICO & GHEZZO, 1963), womit zugleich ein Umschwung von Effusiv- zu Explosivtätigkeit -- zu Beginn aus ungefähr N-S aufgereihten, isolierten Zentren, später als Spaltenausbrüche (MITTEMPERGHER, 1958) -- verbunden scheint. Dieser Zweiteilung der Vulkanite schließen sich auch seit 1961 LEONARDI, ROSSI und SACERDOTI unter Beibehaltung der TRENER'schen Nomenklatur an. Die Vulkanite des Arbeitsgebietes fügen sich trotz ihrer Randlage zu den bekannten Eruptionszentren zwanglos in das hauptsächlich von italienischer Seite auf regionaler Basis aufgestellte Schema eines "Unteren Komplexes" aus basischen Produkten ("Basale Tuffserie" PICHLER's, 1957, 1959, 1962) und eines "Oberen Komplexes" aus Porphyren und Ignimbriten (MITTEMPERGHER, 1958; D'AMICO & GHEZZO, 1963). Zumindest im Untersuchungsbereich trifft die Bezeichnung PICHLER s nicht zu, da im "Unteren Komplex" fluidtexturierte Effusiva die klastischen Bildungen überwiegen.

2.21 Petrographie der Eruptivfolge

"Unterer Komplex"

Aufgeschlossen am Weg Passo Cereda-Malga Fossetta, Paßstraße Cereda-Mis bei P. 1146 über permokarbonen Basalbildungen, in Titelle, am Col Piaghèr und bei Sagron. Im Handstück schwärzlich bis blaugrau oder dunkelgraugrün, braunrot oxydiert; dichte Grundmasse, splittrig oder zäh mit Einsprenglingen von Augit, Hornblende und/oder Plagioklas bis 5 mm Größe; in den tiefsten Teilen bis kopfgroße Gerölle und Einschlüsse aus älterem grüngrauem, meist basischerem Porphyrit mit weinrot oxydierten Umkrustungen und seltene Splitter kristalliner Schiefer aus den Basalbildungen. Die basalen Agglomerate lassen sich im W über größere Entfernung verfolgen, während sie in Vallalta völlig fehlen. Dort setzen über mächtigen Basalkonglomeraten sofort rote Biotitporphyre und graubraune Tuffe des "Oberen Komplexes" ein. In Titelle, an der Straße nach Gosaldo, dringt im Metamorphikum ein seigerer, N-S-streichender, 20 - 30 m mächtiger Gang aus Augitporphyrit auf, der sich im Hangenden effusiv ausdehnt und von dunkelgrauen, kaum entglasten Aschentuffen zugedeckt wird ohne den hangenden Biotit-Quarzporphyr zu erreichen.

1. Basalte (Melaphyre) und Augitporphyrite.

Makroskpisch dichte, graugrüne bis schwärzliche Grundmasse mit grünen Hornblende-oder Pyroxenaggregaten bis 0,5 cm Durchmesser und mit wechselndem Gehalt an rötlichen oder gelblich-weißen Plagioklas-Phänokristallen. Hohes spezifisches Gewicht um 2,9.

Schliffbild:

feinstengelige, basaltoide Grundmasse aus winzigen Feldspat- und zurücktretend Pyroxennädelchen in Fluidaltextur mit Einsprenglingen aus meist säulig verwachsenem Augit, in einigen Individuen als Orthopyroxen bestimmbar. Wegen des schlechten Erhaltungszustandes selten durchführbare optische Messungen weisen die tafelig ausgebildeten Plagioklase als Labradorit aus. Uralitisierung der Klinaugite zu grün-pleochroitischer Hornblende, Chloritisierung, Kalzitisierung der Plagioklase mit schwacher randlicher Serizitbildung, Umwandlung der Pyroxene und des seltenen, korrodierten Olivins in Antigorit sind die Regel. Der sekundäre Kalzit bildet um die Einsprenglinge entweder Koronen oder dringt auf Rissen und Spaltflächen bis zur Verdrängung des Wirtskristalls, vor allem der Plagioklase, ein. Saussuritisierung, also Zerfall der basischen Feldspäte in ein Zoisit-Epidot-Gemenge, wurde nicht beobachtet, was für eine Umwandlung unter atmosphärischen Bedingungen spricht. Stets anzutreffen sind Hämatit und Ilmenit, randlich oder vollständig in Limonit und Leukoxen umgewandelt. Sekundärer Opazit ist beim Zerfall der Mafite entstanden. Quarz wurde weder

in der krypto- bis mikrokristallinen Grundmasse noch als Einsprengling nachgewiesen. Ebenso fehlt Biotit. Im Gegensatz zu den Porphyriten ist die Grundmasse der deckenförmigen Ergüsse nicht feinstengelig, sondern glasig-isotrop. Mit abnehmendem Pyroxengehalt und Vorwalten von anorthitärmeren Plagioklaseinsprenglingen gehen die Melaphyre und Porphyrite in Plagioklas-Porphyrite über.

2. Plagioklas-Porphyrite.

Graugrüne oder dunkelweinrote, zu rötlichen Farben tendierende Gesteine mit ausgeprägt porphyrischer Struktur und Fluidaltextur, teilweise auch blasig. Einsprenglinge aus zurücktretend blaßgrünem Augit oder Umwandlungsprodukten und reichlich bis 3 mm großen, weißen oder rötlich-gelben Plagioklasen.

Schliffbild:

Grundmasse aus meist fleckig kristallisierter Glasbasis, mikrolithenreich, stark rötlich pigmentiert und Pyrit-, seltener Ilmenit- und Fe-Oxyd-Durchstäubung. Die Einsprenglinge aus divergent-säuligem oder zonar-tafeligem, verzwillingtem Oligoklas sind kaolinisiert oder werden von Kalzit und Quarz aufgezehrt. Stellenweise kann auch Chalzedon eingelagert sein. Stenglige Klinaugite geringer Korngröße können in wechselnder, aber stets untergeordneter Menge auftreten und sind stets von Spaltrissen aus in ein opazitreiches Chlorit-Hornblende-Kalzit-Gemenge umgewandelt. Sporadisch finden sich in isolierten Körnern Apatit, Zirkon und Epidot. Zuweilen nehmen die Plagioklas-Porphyrite eine blasige Struktur an. Die unregelmäßig gebuchteten Hohlräume bis 1 mm Durchmesser bestehen in der Regel aus einem äußeren, wasserklaren, feinstkörnig sammelkristallisierten Quarz-Chalzedon-Saum und einer konzentrischen Füllung aus gebändertem, olivgrünem oder braunem, radialstrahligem Chalzedon mit oft intensiv gefärbtem Zentrum. Diese "Mikroachate" zeigen kein Geopetalgefüge.

Die Zersetzungserscheinungen unter Neubildung von Hornblende, Chlorit, Kalzit, Kaolin, Leukoxen und Chalzedon sind mit denen der Melaphyre vergleichbar und erfolgten während oder bald nach der Erstarrung durch Autohydratation, Entgasung, Auslaugung durch zirkulierende Thermalwässer und subaerische Verwitterung. PICHLER (1959) beobachtete bei Trient Kaolinitisierung und Pyritisierung im Zusammenhang mit nachgewiesen permischen, hydrothermalen Gängen (MAUCHER, 1959). Diese paradiagenetischen Vorgänge sind nicht mit der gelegentlichen, subrezenten Kaolinisierung von Tuffen und der Verwitterung freiligender Gesteinsoberflächen zu verwechseln.

3. Tuffkonglomerate und Aschentuffe.

Schwärzliche bis graugrüne, teilweise braunstichige, splitterige Gesteine mit kantengerundeten oder rundlichen, limonitumkrusteten Geröllen bis Kopfgröße aus schwarzen oder dunkelgrünen, seltener braunroten Augit-Plagioklas-Porphyriten und -Laven.

Vorkommen der typischen Fazies: basale Horizonte des "Unteren Komplexes" am Passo Cereda, nördlich Mis di sopra und westlich Sagron.

Schliffbild:

Die Einschlüsse bestehen meist aus "mikroachat"-reichen Plagioklas-Porphyriten, bzw. - Laven mit unterschiedlichem Augit-Hornblendegehalt und sondern leicht gegen die Matrix ab. Die Grundmasse kleinerer, etwa cm-großer Komponenten ist zu einem groben, von feinstdispersem roten Fe-Oxyd maskierten, braun-pleochroitischen Kristallpflaster entglast. Die petrographische Fazies entspricht einschließlich der autometamorphen Umwandlungen genau den bisher beschriebenen Vulkaniten der älteren Ergüsse. Die Blöcke, Bomben und Lapilli werden - abgesehen von den wenigen, aufgrund einer fluidaltexturierten Grundmasse als Basalagglomerate identifizierten Bildungen - von splitter- bis staubfeinem Aschentuff mit seltenem vulkanoklastischem Quarz umhüllt. Splitter und Kristalle von erzumsäumten, zersetzten Pyroxenen und Plagioklasen, isoliert eingestreut oder noch verwachsen mit winzigen, bei der Ablagerung bereits verfestigten Lavafetzen, leiten zu Kristalltuffen über, die jedoch in typischer Ausbildung erst im "Oberen Komplex" auftreten. Randlich limonitisierter Pyrit und Hämatit sind allgemein verbreitet.

Die Korngrenzen der teilweise zu unverzwillingtem Plagioklaspflaster kristallisierten Glaspartikelchen werden zuweilen durch Infiltration von Chalzedon, durch eine flaserige, serizitähnliche Substanz oder durch Kalzit nachgezeichnet. Hierbei können "perlit" -ähnliche Strukturen vorgetäuscht werden, wie sie MITTEMPERGHER (1960) von Vitrophyren bei Auer, Tisens und Tagusa als subaquatische Fazies von Ignimbritdecken beschreibt. Obgleich keine Anzeichen für Ignimbrite strenger Definition vorliegen, ist jedoch nicht auszuschließen, daß einige dieser Brockentuffe mit stärker entglaster Grundmasse und fest verkitteten Glassplittern und Lavafetzen "heiß" verfestigt wurden.

Südlich P. 1043 der Straße Mis-Sagron wurde ein feinbrekziöses, dichtes, graugrünes Gestein angetroffen, für das der Terminus "weldes tuff" im Sinne von IDDINGS (1904: in MAUCHER, 1959, S. 490) zutreffen könnte. In mikrolithenreicher, kaum entglaster Grundmasse mit wirbeliger Fluidaltextur geringer Erstreckung und feinsten Quarzsplittern liegen angeschmolzene, zerrissene, basaltoide Lavabruchstücke mit eingeregelten Feldspatleistchen. Durch Verdriftung wurde die primäre Fließtextur des teilweise bereits verfestigten oder wiedererwärmten Basaltes desorientiert. Die lokal pflasterartig kristallisierte Lava-Komponente ist im Gegensatz zur umhüllenden Glasmasse stark karbonatisiert. Die im polarisierten Licht isotrope, grau durchstäubte, nicht auflösbare Grundmasse besitzt große

Ähnlichkeit mit den quarzreichen Vulkaniten von Vallata, die als Sonderfazies und in großer Mächtigkeit nur dort auftreten.

"Oberer Komplex"

Gegenüber der geringmächtigeren, faziell stärker differenzierten basalen Serie stellt sich der quarzlatitische bis rhyolitische 2. Zyklus mit vorwiegend roten, violetten und bräunlichen Biotit-Quarzporphyren und deren Vulkanoklastika vor. Ihre Mächtigkeit beträgt 80 - 100 m. Die Porphyre sind körnig-kompakt und besitzen ein spezifisches Gewicht um 2,65. Dünne Lagen aus hellroten, z.T. tonigen Tuffen und Einschaltungen aus bröseligen Sandsteinen und Konglomeraten der Grödener Fazies mit geringer Abrollung wurden vor allem zwischen Mis und Sagron mehrfach beobachtet.

Petrographie: Die wesentlichen Einsprenglinge im typischen Quarzporphyr sind:

1. buchtige, rundgeschmolzene, meist stark zertrümmerte, klare Quarze bis maximal 5 mm; seltener als Dihexaeder erhalten.
2. ausgeprägt olivbraun- bis dunkelbraun-pleochroitische, leistenförmige, zerbrochene, verbogene, zerknitterte oder zerflaserte Biotite; oft auch als sechsseitige Querschnitte. Die Biotite können unter Abscheidung von opaken Erzsäumen gebleicht oder völlig in Fe-Oxyd und Hellglimmerpseudomorphosen umgewandelt sein. Einschlüsse von Apatit und Zirkon mit pleochroitischen Höfen sind häufig.
3. ungetrübte xenomorphe Kalifeldspäte.
4. idio- bis hypidiomorphe, lamellierte, frische Plagioklase als Oligoklas mit Extremen zwischen Albit und Andesin.
5. kalzitisierte, basischere Plagioklase und uralitisierte Pyroxene in tieferen Bereichen. Diese in der Schmelze gebildeten Kristalle sind streng von den stets stärker kaolinisierten und kalzitisierten, mehr tafeligen Plagioklasen und Pyroxenaggregaten eingeschlossener Basalt- und Porphyritgerölle des ersten Zyklus zu unterscheiden.

Die rötlich pigmentierte Glasbasis ist krypto- bis mikrokristallin und zeigt nur selten Fließgefüge. Die starke Kataklase der Einsprenglinge läßt auf große innere Reibung der Schmelze schließen. Ergüsse treten jedoch gegenüber Tuffen und Agglomeraten zurück.

Zwischen "Unterem" und "Oberem Komplex" liegt eine Übergangszone aus plagioklasreichen Agglomeraten und Tuffen mit Einschlüssen aus der basischeren Unterlage und kristallinem Material der permokarbonen Basalbildungen. Wegen ihres Gehaltes an buchtigen Quarzen und Biotit können diese Grenzbildungen dem "Oberen Komplex" zugewiesen werden. Der "Untere Komplex" keilt gegen SE aus, sodaß auf kurze Distanz höhere, quarzreichere Glieder der Eruptivserie den Basalkonglomeraten auflagern. PICHLER (1962, S. 128) nimmt beweiskräftig an, daß der Quarzporphyr ein ausgeprägtes Relief ausfüllt, das von den älteren Vulkaniten entweder gebildet oder noch nicht eingeebnet worden war. Für diese Ansicht sprechen auch die Lagerungsverhältnisse im Untersuchungsbereich.

In den obersten Partien nimmt Kalifeldspat zugunsten von teilweise resorbiertem Quarz ab, während der Biotitgehalt ziemlich konstant bleibt.

2.22 Sonderfazies von Vallalta

Am äußersten SE-Rand der Porphyrplatte, wo die permischen Gesteine und mit ihnen die gesamte Schichtfolge bis ins Ladin von einem aus SW heranziehenden nördlichen Ast des Val Sugana-Störungssystems abgeschnitten wird und in deren weiteren NE-Verlauf Hauptdolomit unmittelbar an Kristallin anstößt, liegt ein überwiegender Anteil der hier bis 250 m mächtigen Eruptivfolge in einer sonst nicht beobachteten Sonderfazies vor.

Unmittelbar über den Basalkonglomeraten aus Kristallin-Material liegt unter Ausfall des "Unteren Komplexes" ein gelblich bis blaßrötliches, kalzit- und ankerithaltiges Tuffkonglomerat mit cm-großen pyroklastischen Quarzen und Kalifeldspäten, sowie gerundeten Einschlüssen eines biotithaltigen, restlos zu verzahntem Quarz-Feldspatpflaster entglasten Quarzporphyrs. Die spärliche Grundmasse ist kaum entglast, reich an feinsten Klastika und zeigt schwache Fluidaltextur. Basischere Einschlüsse scheinen vollständig zu fehlen. Nach 20 m Mächtigkeit setzt ein graues,

rötlich-braun verwitterndes, konglomeratisches Gestein ein, das bereits alle Merkmale dieser Sonderfazies aufweist: im frischen Bruch mausgrau, bräunlich verwitternd; glasartig splitternd; feinporös bis luckig, verschweißt mit fest umschmolzenen klaren Quarzen; bereichsweise auffallende Pyritkonzentration in Knollen und auf Spalten. Im Schliff zeigt sich, daß der gebogene und gestauchte Biotit unter Erzabscheidung restlos in Hellglimmer oder in farblosen Chlorit äußerst geringer Doppelbrechung umgewandelt wurde und daß die meist zerbrochenen Plagioklase kaolinisiert und zum Teil durch Chalzedon verdrängt worden sind. Die Glasbasis der gelegentlichen, oft noch rotviolett pigmentierten Porphyreinschlüsse ist vollkommen kristallisiert, während Bimsstein- und teilweise sphärolitische Glassplitter krypto- oder mikrokristallin vorliegen. Sämtliche Komponenten werden von einer mikrolithenreichen, deutlich entglasten, schlierigen Grundmasse mit seltenem Apatit, Zirkon und Zoisit fest verkittet. Ausgeprägtes Fließgefüge und damit verbundene dichtere Konsistenz sind Ausnahmeerscheinungen und werden nur an der Basis geringmächtiger Ströme oder "Ignimbrit"-Decken beobachtet. An ihrer Hangendgrenze lösen sich die Vulkanite in Geröllhorizonte mit violettroten dünnen Tuffeinschaltungen und mit weniger stark zersetzten, noch deutlich pleochroitischen Biotiten auf. Darüber folgen violette, feinsandige, glimmerreiche Tonschiefer mit undeutbaren wurmförmigen Wulststrukturen. Nach dieser etwa 25 m mächtigen Übergangszone aus vulkanischer und sedimentärer Fazies setzen die typischen Grödener Sandsteine ein.

Die fazielle Sonderstellung der permischen Effusivserie in der näheren Umgebung von Vallalta gegenüber der Normalausbildung läßt sich in folgenden Hauptpunkten zusammenfassen:

a. primärer Ausfall des andesitischen "Unteren Komplexes",
b. erhöhte Mächtigkeit des "Oberen Komplexes", die mit 250 m der gesamten Serie im W am Passo Cereda entspricht oder übertrifft unter Betonung der Vulkanoklastika,
c. vorherrschend graue Farben und glasig geschmolzene Konsistenz (Schliffeindruck bei gekreuzten Nicols "grau in grau"),
d. auffallend hoher Gehalt an Bimsstein- und Glaskomponenten,
e. vollständige Umwandlung und Zersetzung der Mafite; lokal verstärkte Serizitisierung und Karbonatisierung durch Exhalationen oder Thermen,
f. verbreitete Markasit/Pyrit- und bauwürdige Zinnobervererzung in den obersten Partien des Komplexes.

2.23 Nomenklatorische Probleme (Ignimbrite)

Eine gewisse Unsicherheit im Ansprechen vor allem der Vallalta-Effusiva drückt sich in der aus dem dortigen alten Bergbau entnommenen und bis 1962 verwendeten Bezeichnung "Porphyrischer Sandstein" für primär texturlose oder schwach eutaxitische, d.h. pseudofluidale tuffig-konglomeratische Lagen, aus. In jüngster Zeit wurde für die Ejektionsgesteine des "Oberen Komplexes" die Bezeichnung Ignimbrit eingeführt (MITTEMPERGHER, 1958, 1959, 1960; TEDESCO, 1958; GIANNOTTI, 1958; D'AMICO & GHEZZO, 1963; PICHLER, 1962). MAUCHER (1960) warnt davor, den von MARSHALL 1935 genau definierten Begriff zu verwässern und ihn auf alle Gesteine des quarzlatitisch-rhyolitischen zweiten Zyklus anzuwenden. Der Begriff "Ignimbrit" sollte einem ganz bestimmten Eruptionsmechanismus innerhalb der weiten Skala vulkanoklastischer Gesteine zwischen Effusiv- und Ejektionsbildungen (RITTMANN, 1960), der nur gasreichen, sauren Schmelzen eigen ist, vorbehalten bleiben. MAUCHER definiert: "Ignimbrite sind saure- bis selten intermediäre - Gesteine, die aus hochfluiden Suspensionen feiner, heißer Magmateilchen in hocherhitzten Gasen entstanden, wobei die Temperaturen zumindest noch über dem Erweichungspunkt der Glasanteile lagen und damit die plastische Verformung und das Verkitten der Scherben und Splitter bei und nach dem Absatz ermöglichten". Und etwas weiter (S. 493): "Das Bindemittel der Ignimbrite besteht somit nicht aus dichter, felsitisch erstarrter Lava, sondern aus verbackenen Glasbruchstücken".

Um derartige vulkanischen Absätze als Ignimbrite eindeutig ansprechen zu können, müssen neben der Acidität charakteristische Merkmale im Gelände, im Handstück und im Schliff zusammentreffen.

1. Geländebefunde:
   trotz der hohen Viskosität saurer Schmelzen deckenförmige, reliefebnende Ausbreitung über weite Gebiete mit ± horizontaler, schlackenlos-dichter Oberfläche ohne sichtbare Schichtung und Sortierung, mit kontraktionsprismatischer Absonderung, gelegentlicher Unterlagerung durch Glassand und Überdeckung durch Aschen und Tuffe unterschiedlicher Fazies.
2. Charakteristika im Handstückbereich:
   hohes spezifisches Gewicht, große Zähigkeit und Härte, Feinkörnigkeit, Abnahme des spezifischen Gewichtes und Zunahme der Porosität vom Liegenden ins Hangende einer Ignimbrit-Decke.
3. Schliffbild:
   Reichtum an Bimssteineinschlüssen und Glasscherben; eutaxitische Textur, d.h. Pseudofluidalgefüge durch parallel gepreßte, um bereits erstarrte Einsprenglinge -- vor allem Quarz und Orthoklas -- gebogene viskose Glassplitter; Zusammenwachsen oder Verschmelzen der Bruchstücke und teilweises Weiterwachsen der Kristalle nach dem Absatz (MITTEMPERGHER, 1958).

Von diesen bei der Diagnose unterschiedlich zu wertenden Kriterien sind nach MAUCHER (1960, S. 492) unter Voraussetzung des sauren bis intermediären Chemismus als Leiteigenschaften 1. Ordnung die flächenhafte Ausbreitung, große Härte und Zähigkeit und die eutaxitische Textur zu nennen.

Es ist nun zu untersuchen, inwieweit die Eruptiva von Vallalta diesem Merkmals-Katalog entsprechen. Die Bedingungen der Gruppen 1 und 2 werden bis auf die prismatische Absonderung erfüllt. Diese kann jedoch durch alpidische Tektonisierung verwischt worden sein.

Zwischen reinen Effusiva und vulkanoklastischen Absätzen, deren Unterscheidung sogar im Schliff mitunter recht schwierig bleibt, steht eine Fazies, die sich nur schwer einordnen läßt, da sie die Merkmale beider aufweist. Die gravierendsten Unterschiede gegenüber den Ignimbriten sind der hohe Anteil an mikrolithen- und einschlußreicher, schlieriger Glasbasis, das Fehlen plastisch deformierter Scherben und das Auftreten von Porphyreinschlüssen bis 1 cm. Nach Prüfung aller Argumente bleiben für die zur Diskussion stehenden Absätze wegen der möglichen Konvergenzerscheinungen im Schliffbild zwei Erklärungen. Entweder handelt es sich um letzte Fließbewegungen geringmächtiger Porphyrströme aus nahen, bis jetzt unbekannten Eruptionszentren kurz vor ihrer Erstarrung oder um heiß verfestigte Tuffe, deren Temperatur unterhalb derjenigen der echten Ignimbrite lag. Man könnte aber wegen der geringen Mächtigkeit und der peripheren Lage zu den vermuteten Eruptionszentren eher an eine Art "niedrig temperierte Randfazies" denken. Eine endgültige Entscheidung konnte ich trotz umfangreichen Untersuchungsmaterials nicht treffen.

2.24 Alter des Vulkanismus und seine Beziehungen zum Cima d'Asta-Granit

Die vulkanischen Gesteine der "Atesinischen Plattform" werden meist als unter - bis allenfalls mittelpermisch angesehen (WOLFF, 1905: Perm allgemein; DAL PIAZ, 1912; PICHLER, 1959; "Unteres und Mittleres Rotliegendes"; LEONARDI, ROSSI & SACERDOTI, 1961: permischer Tridentinosaurus antiquus GB. DAL PIAZ aus einer basalen Tufflage des "Oberen Komplexes"), während MITTEMPERGHER (1958) und GIANNOTTI (1958) für ein oberkarbones Alter plädieren. Entgegen der älteren Ansicht (u.a. RICHTHOFEN, 1860; WOLFF, 1905, 1908), die Vulkanite seien submarin extrudiert, wird heute eine Bildung auf dem Festland allgemein akzeptiert. Durch D'AMICO (1964d) wurden chemisch-petrographische Vergleiche zwischen den epiplutonischen Graniten der Cima d'Asta und den Eruptiva der "Quarzporphyrplatte" angestellt mit dem Schluß, daß beide der plutonischen, bzw. der vulkanischen Fazies eines einzigen subsequenten Magmatismus entsprechen, der als "provincia tardo-ercinica tridentina" bezeichnet wird. Eine derartige Gegenüberstellung wurde erst durch eine chemisch-physikalische Altersbestimmung der Granite sinnvoll und frei von Spekulationen (FERRARA et al., 1962). Für deren Intrusion wird ein absolutes Alter zwischen 271 ± 8 und 280 ± 10 Millionen Jahren angegeben, was nach neueren Vorschlägen für die geologische Zeitskala (KULP, 1960; 1961) der Wende Karbon-Perm entspricht.

Damit haben sich die Vermutungen von TRENER (1957, posthum), DAL PIAZ (1912), MAUCHER (1959) und anderen bestätigt, die gegenüber den auf rein lithologischen oder regional-tektonischen Vergleichen basierenden Theorien stichhaltige Argumente wie Kontakterscheinungen an den Hüllphylliten, Gerölle in den basalen Porphyriten oder genetische Verknüpfung von Erzgängen des Kristallins mit Ganglagerstätten (Typus Nogarè-Pergine) in den Vulkaniten anführten.

Wie unsicher und zufällig Altersdatierungen durch petrographische Vergleiche oder tektonisch-geologische Postulate sein können, bewiesen neben zahlreichen anderen Autoren, die hier anzuführen unterlassen wird, KARL (1959) und MORTEANI (1962), die unmittelbar vor Bekanntwerden der absoluten Werte die Cima d Asta-Granite den periadriatischen Intrusiva zuordneten (z.B. Adamello Granit: 33-45 $\pm$ 1,5 Mio.a.). Dem gleichen Irrtum unterlag auch AGTERBERG (1961).

2.3 Grödener Schichten

Über den Vulkaniten setzen mit einer 0-25 m mächtigen Übergangszone aus zersetzten Porphyren, Tuffen, Konglomeraten, Tonglimmerschiefern mit Quarz, Glimmer und kleinen Geröllen aus dem Kristallin die roten bis violetten Psammite der Grödener Fazies ein.

Die Grödener Schichten erreichen NE des Passo Cereda eine maximale Mächtigkeit von knapp 80 m und gehen im Tal des Rio Moneghe im SE unter wiederholter tektonischer Beschneidung auf etwa 35 m Mächtigkeit zurück. In den obersten Lagen nehmen graue Mergeldolomit-Horizonte, die unterhalb des Dalaibol unbestimmbare Pflanzenreste führen und rote oder grünspeckige Tonschieferlinsen überhand, welche ihrerseits zum Bellerophonkalk vermitteln. Die Tonschiefer kommen als Scherben auch in überlagernden Sandsteinen vor, die klar geschichtet und innerhalb eines Horizontes gut sortiert sind. Die Korngröße kann sich jedoch vertikal von Schicht zu Schicht von feinspammitisch zu psephitisch-konglomeratisch sprunghaft ändern. Laterale Korngrößenänderungen wurden wegen der punktförmigen, lückenhaften Aufschlußverhältnisse nicht beobachtet. Der Abrollungsgrad ist sehr gering; die Resorptionsbuchten der vulkanischen Quarze sind noch so deutlich sichtbar, daß eine Unterscheidung von den Kristalltuffen, zumal wenn reichlich Glassplitter vorhanden sind, im Schliff mitunter schwierig erscheint. Das meist spärlich auftretende Bindemittel setzt sich aus einem feinpsammitischen bis pelitischen, intensiv rot gefärbten Gemenge geringer Kohärenz von Quarz und tonigem Material zusammen. Zum Hangenden hin tritt spätiges Karbonat zunehmend in Erscheinung.

Durch statistische Auswertung einiger Schliffe aus den obersten Horizonten wurde der Gehalt an kristallinem und vulkanischem Material erfaßt. Hierzu eignet sich besonders das Quarzverhältnis.

> Vulkanogene Quarze sind meist klar, einheitlich löschend, buchtig korrodiert
>
> Die Quarze der kristallinen Schiefer dagegen sind zertrümmert, mörtelig oder streifig undulös, besitzen reichlich Glimmer- und Chloriteinschlüsse, erscheinen oft trüb und zeigen splittrige Umrisse.
>
> Die Biotite und Plagioklase der Vulkanite lassen sich zwar leicht und sicher von den gefältelten Muskowitaggregaten und schwächer zersetzten, lamellierten Albiten, bzw. Quarz-Albit-Verwachsungen der Metamorphite unterscheiden, erlauben aber wegen ihrer Seltenheit und unterschiedlichen Widerstandsfähigkeit keinen reproduzierbaren statistischen Vergleich. Ebenso besitzen die sporadischen Bruchstücke von Porphyrmaterial und feinkörnigen, hellglimmerreichen Phylliten nur qualitativen Aussagewert.

Der Herkunftsindex, definiert als das Verhältnis Quarz vulkanisch/ Quarz total, liegt mit durchschnittlich 0,8 beträchtlich über dem von TEDESCO (1958) für unser Gebiet ermittelten Wert von 0,5. Bei der hier durchgeführten Kornauszählung wird eine gleichmäßige Sortierung vorausgesetzt, andernfalls muß über die Flächen integriert werden. Die isodiametrischen Körner weiter transportierter, reiferer Sandsteine ergeben genauere Werte mit exakter Vergleichbarkeit der Schliffe untereinander, da zufällige Schnittlagen keinen Einfluß ausüben. Der im vorliegenden Falle niedrige Abrollungsgrad und der reichliche limonitisch-tonig-kieselige Zement lassen auf geringe Transport-

weiten schließen (TEDESCO, 1958, S. 277). Die Sedimentation erfolgte zu Beginn unter ariden Bedingungen als Arkosen mit geringer chemischer Verwitterung. In den höheren Horizonten machen sich Dekomposition, fluviatiler Transport und Absatz in flachen Niederungen sowie Deltaschüttung stärker bemerkbar (DAL CIN, 1965). Die permotriassische Ingression kündet sich im Untersuchungsbereich vor Einsetzen der salinaren Zellendolomite, -Kalke und Mergel der Bellerophonschichten durch eine tonig-sandig-mergelige, geringmächtige Schichtfolge bemerkbar.

Die Ablagerung der Grödener Schichten erfolgte mit geringen regionalen Mächtigkeitsschwankungen (0 - 250 m auf 100 km) auf einem ausgeglichenen Relief mit fast horizontaler Oberfläche als dünne Decke auf kontinuierlich absinkendem Untergrund (LEONARDI, 1965a, S. 89). Die Absenkung kann tektonisch oder durch den Ausfluß der Magmen bedingt sein. Im Zentrum dieser Schüssel - über größter Porphyrmächtigkeit - werden in zwei Teilbecken zwischen Cavalese und Bozen sowie östlich des Rollepasses auch die größten Sandsteinmächtigkeiten angetroffen. Am Nord- und Südrand dieses Senkungsgebietes keilen die Grödener Schichten aus; östlich von Cortina steigt ihre Mächtigkeit auf maximal 600 m und zeichnet damit eine Senke ab, in der von NE das Bellerophonmeer nach W vordrang.

Bisher wurden in dieser Schichtfolge neben ripple marks und Trockenrissen Fährten von Amphibien und Reptilien (LEONARDI, 1951, 1955), Pflanzenreste bei Radein und Neumarkt, in einem mittleren marinen Horizont Cephalopoden (MUTSCHLECHNER, 1933), uranvererzte inkohlte Hölzer ehemaliger Galleriewälder (Untersuchungen und Prospektionsergebnisse des CNRN, 1958 - 1960) gefunden. Eine exakte Horizontierung innerhalb des Perms ist mit diesen Fossilien nicht möglich. Verkieselte Hölzer aus Grödener Sandsteinen des Val Rendena ergaben ein absolutes Alter von 220 Mio. Jahren, was auf der KULP'schen Skala der Wende Perm-Trias entspricht. Dies dürfte zumindest ein Anhaltspunkt sein, welcher trotz der sicher über lange Zeiträume anhaltenden, von den Effusiva unterbrochenen Sedimentation gegen permokarbones Alter der Vulkanite und des Grödener Sandsteins (GIANNOTTI, 1958; MITTEMPERGHER, 1958) argumentiert.

2.4 Bellerophon-Formation

Die durch Fossilien als Oberperm belegte Schichtfolge (DAL PIAZ, 1912) entwickelt sich durch Zunahme kalkiger Einschaltungen rasch aus den Grödener Schichten und erreicht am Südhang der Cima Feltraio, am Rio delle Moneghe und an der Forcella Aurine etwa 80 m Mächtigkeit.

> Das Oberperm wird in zwei Faziesbereiche geteilt (ACCORDI, 1959; LEONARDI, 1965a, S. 90 - 91; BOSELLINI, 1965, S. 14): eine neritische "badiotische Fazies" in den nordöstlichen Dolomiten mit Mächtigkeiten um 300 m und eine lagunär-salinare "facies fiammazza" im Osten und Süden. Die badiotische Fazies wurde in einem langgestreckten Becken, in welchem von NE das Bellerophon-Meer ingredierte und das sich schon in den Grödener Schichten durch bedeutend erhöhte Mächtigkeiten bis 600 m abzeichnete, sedimentiert. Die Bellerophon-Formation unseres Gebietes dagegen entspricht wegen ihrer geringen Mächtigkeit und dem Vorwalten von Evaporiten der salinar-lagunären "facies fiammazza" am Südrande dieser absinkenden Furche.

Die ungestörte Serie beginnt mit 20 - 30 m mächtigen, gebankten Zellenkalken und Aschendolomiten, die im Hangenden in dunkle Dolomite oder Kalke mit gipshaltigen Mergel-Zwischenlagen übergehen. Im oberen Drittel wird die Schichtfolge betont salinar und enthält an der Cima Feltraio und in der Grube Vallalta ein 15 - 20 m mächtiges Lager aus gebändertem, feinkristallinem weißem Gips mit papierdünnen Mergel- und Kalkarenitlagen. Darüber folgen typische schwarze, z.T. kieselige, kalzitgeäderte, zähe, schwere, dm-gebankte Kalke mit unbestimmbaren Ostracoden, Foraminiferen und Crinoiden-Stielgliedern. Die Gipseinschaltungen sind nicht horizontbeständig, sondern scheinen auf geringe Distanz in allen Niveaus dieser Formation aufzutreten (CASTIGLIONI, 1939; LEONARDI, 1965a). Der Gipshorizont und die begleitenden schwarzen, kieseligen Kalkmergel in der Grube Vallalta gleichen im Untertageaufschluß des Terrabugio-Stollens vollkommen den Evaporiten des oberen Bellerophonkalkes NE des Passo Cereda. Trotz Verschuppung und Ausquetschung ist der stratigraphische Verband erhalten

geblieben. In Klüften und Ruschelzonen wurde der Gips sekundär bis in die steilgestellten Vulkanite mobilisiert und dabei rot gefärbt. Die begleitenden, bitumenreichen, kieseligen Mergel und tonigen Mergelkalke, die bisher als Graphitschiefer des Metamorphikums bezeichnet wurden, weisen Merkmale intensiver tektonischer Beanspruchung auf wie Flaserung, Drucksuturen, polierte Harnische aus mobilisierter Ton- und Bitumensubstanz und lieferten Sandschalerquerschnitte von Glomospirella sp., Ammodiscus sp. (Bestimmung Prof. HAGN, Paläont. Inst. d. Univ. München), sowie Algen ähnlich den von ACCORDI (1956) beschriebenen Gymnocodien.

Abb. 6 Foraminiferen (Glomospirella sp.) und Bivalvendetritus in gepreßten, kohlig-bituminösen, kieseligen Mergeln der Bellerophon-Formation

Schliff 1942/JA - Untertageaufschluß Blockstollen/Vallalta, 100 x.

Im Terrabugio- und Block-Stollen wurden nirgendwo kristalline Schiefer angetroffen. Stratigraphie und tektonische Interpretation (SOCIETA MINERARIA VALLALTA, 1964, S. 385 - 393) müssen somit revidiert werden. Leider konnten wegen des Versturzes selbst der jüngsten Vortriebe der Jahre 1958 - 1962 die Verhältnisse im SE-Teil des Grubengebäudes nicht überprüft werden.

2.5 Skyth: Werfener Schichten

Unter Beibehaltung des lagunären bis flachmeerischen Sedimentationsmilieus des obersten Bellerophonkalkes entwickelt sich ohne scharfe lithologische Grenze eine 250 - 300 m mächtige Serie aus gebankten und feinschichtigen, fossilreichen Gesteinen aller Faziesübergänge zwischen Kalk-Quarzglimmersandstein-Tonschiefer. Kalkig-mergelige Bänke zeigen vorwiegend graue bis gelbbräunliche, durch Verwitterung unterstrichene Tönungen, während bei zunehmendem Sandgehalt violette bis grellrote Farben in den Vordergrund treten. Den betont sandigen, abwechslungsreichen Charakter dieser Schichtfolge kennzeichnet die alte Bezeichnung "arenarie variegate".

Die stärker kalkig-mergeligen, vorwiegend grauen "Seiser Schichten" mit glimmerärmeren Sandsteinbänken entwickeln sich allmählich aus den oberpermischen Sedimenten. Eine sichere Abtrennung kann nur mit dem Erscheinen des ersten Fossilhorizontes mit einer individuenreichen, artenarmen triassischen Fauna, darunter massenhaft Claraia in zahlreichen Arten, erfolgen. LEONARDI (1960) versuchte ohne befriedigendes Ergebnis, mit statistisch-

sedimentologischen Methoden Beziehungen zwischen Ökologie und Faunengemeinschaft in diesen fossilreichsten Sedimenten der Dolomiten herauszuarbeiten.

Für die tieferen Teile der als Werfener Schichten zusammengefaßten skythischen Ablagerungen, für die auch die Bezeichnung Seiser Schichten gebräuchlich ist, sind "slumpings" typisch.

> Unter "slumpings" versteht man submarine Schwerkraftsgleitungen feinsandig-schlammiger, unverfestigter Sedimente unmittelbar nach ihrer Ablagerung in der Übergangszone zwischen Wellenbereich und ruhigerem Tiefwasser auf schwach geneigtem Untergrund (Sandwatt-Schlickwatt). RICH (1951, S. 1 - 19) teilt die landnahen Seichtwassersedimente in eine "unda"-Fazies im Bereich der Wellenbewegungen, in eine "clino"-Fazies mit Rutschungen und in eine "fondo"-Fazies mit Stillwassersedimenten ein, deren jeweilige Gesteinsfazies als stofflicher Ausdruck ihrer Umweltsbedingung mit charakteristischen Texturen und Strukturen durch ausgezeichnetes Bildmaterial belegt wird.
>
> Die "slumpings" als besondere Form submariner Gleitungen an der Kante "unda-clino"-Fazies entstehen nur in pelitischen Feinsanden als kugelig-schalige bis brotlaibförmige Gebilde mit einem Durchmesser bis 1 m innerhalb einer einzigen Lage ± gleicher Korngröße. Der Fließvorgang entsteht innerhalb einer Schicht und nicht durch Rutschen sandiger Lagen auf unterlagernden Tonen. Einzelne Lagen werden gedreht und gerollt, wenige Meter daneben jedoch nicht mehr betroffen.

Über den durch Rutschungstexturen gekennzeichneten basalen bis mittleren Teilen der Werfener Schichten erscheinen auf den Schichtflächen neben reichlich Bivalven auch fossile Regentropfen, Trockenrisse, Wellenfurchen und Problematika, was eine Verflachung und ein zeitweises Trockenfallen dieses Küstenstriches anzeigt. Gleichzeitig werden violette, glimmerreiche Sandsteine mit Mergelzwischenschaltungen häufiger, die sich zu einem 50 - 60 m mächtigen Komplex verdichten (Campiler Schichten).

Im oberen Drittel der skythischen Serie treten gelbe bis rötliche, teilweise oolithische Kalke und Mergel mit vorwiegend Gastropodenresten in mehrfacher Wiederholung auf. Ein stratigraphischer Leitwert zur Trennung von Seiser- und regressiven Campiler-Schichten konnte nicht nachgewiesen werden. Es fällt jedoch auf, daß in der hangenden Abteilung Gastropoden in teilweise prächtiger Steinkernerhaltung gegenüber Bivalven faunabestimmend werden. Die oolithischen Einschaltungen mit eisenreichen, deutlich schaligen Ooiden um 1 mm und Schalendetritus dürften mit dem bekannten "Gastropoden-Oolith" identisch sein.

Die Werfener Schichten, insbesondere die oberste Abteilung, bilden den leuchtend roten, zerschrundeten und schrofigen Sockel des ladino-karnischen Riffes zwischen Passo Cereda und SassoOrtiga.

2.6 Anis

Der strukturelle Dualismus - relative Absenkung im E, Aufstieg im W, mit einem Scharnier ungefähr der Linie Bruneck-Agordo entsprechend (LEONARDI, 1965a) - der sich bereits im Permoskyth durch unterschiedliche Schichtmächtigkeiten und durch lagunär-marine, bzw. terrigen beeinflußte Sedimente ankündigt, verstärkt sich im Anis weiter. Unser Gebiet liegt mit einer basalen, 30 m mächtigen Sandstein- Mergelfolge, die dem berühmten "Richthofen- Kongolomerat" entspricht, das von LEONARDI (1955b, S. 17; 1965a, S. 94) als Beweis einer orogenen Phase an der Wende Skyth-Anis angesehen wird, in einer Übergangszone zwischen den beiden Faziesbereichen.

Die klastische Basalserie geht aus oolithischen Kalken und Mergeln der obersten Campiler Schichten ohne scharfe Abgrenzung hervor. Die ersten sicher anisischen Gesteine treten nördlich des Passo Cereda am Dalaibol als dünnbankige, blaugraue bis schwärzliche, etwa 15 m mächtige, zähe, spätige Kalke auf mit Dadocrinus gracilis und Diploporen. Darüber folgen graubraune Kalke mit Mergellagen und helle Dolomite, die zum ladinischen Riff vermitteln. Unterladinische Buchensteiner Schichten scheinen hier noch zu fehlen. 2 km NE verschwindet die leitende Kalkformation an der Cima d'Oltro zugunsten eines 40 m mächtigen, gelb bis rotbraun gefärbten, tonig-sandigen Komplexes mit zahlreichen Mergel- und Mergelkalkbänken, der - tektonisch verschuppt - über die Malga Cavallera bis zum Col di Luna und nach Frassenè zieht. Darüber können einige 10er m mächtige gebankte Dolomite

und Kalke folgen, deren stratigraphische Stellung nicht gesichert ist.

Anisischer Wachstumsbeginn der ladinischen Riffe, der andernorts durch den Mendel-Dolomit angezeigt wird, wird nur im äußersten Westen des Kartierungsgebietes durch eine dolomitische Serie im Hangenden typischer anisischer Gesteine angedeutet, während nach NE zu sich bei Voltago eine vulkanisch beeinflußte Serie einschiebt und so den Kampf zwischen Riffbildung und lebensfeindlichem vulkanischem Milieu auf engstem Raum dokumentiert; ein Kampf, der schließlich im mittleren oder oberen Ladin zugunsten der nach NE vordringenden, in ihrer Mächtigkeit reduzierten Riff-Fazies entschieden wird.

2.7 Ladin

2.71 Buchensteiner Schichten

Zwischen Passo Cereda und Agordo, wo die anisische Dolomitfazies nicht ausgeprägt ist oder ganz fehlen kann, legt sich zwischen gelbe, sandige Mergel und Mergelkalke des Anis und den massigen ladinischen Riffdolomit eine von SW nach NE von 0 auf 120 m anschwellende markante Serie aus Tuffen, Mergeln und bituminösen Kalken. Zum charakteristischen Gesteinsinhalt dieser unterladinischen Schichtfolge gehören schwarze, gebankte, bituminöse Kalke mit Pyritknollen, kohligen und pyritisierten Pflanzenresten, Algen, Crinoiden, Echinodermen- und Bivalvendetritus. Neben Resedimentationserscheinungen ist ein lokal wechselnder Gehalt an vulkanoklastischem Material weit verbreitet. Ebenso wurden Lagen mit pelitischen Rundkörperchen und cm-großen Geröllen aus aufgearbeiteten Sandsteinen, Mergeln und plagioklasführenden Tuffiten beobachtet. In den basalen Teilen herrschen Rhythmitgefüge aus Materialwechsel und Korngrößenänderung vor (vgl. ROSSI, 1964). Die tuffige Einstreuung besteht vorwiegend aus korrodiertem, pyroklastischem Quarz, streifig mörteligem Quarz kristalliner Schiefer, gebleichtem Biotit mit Limonithöfen, Hellglimmer, Plagioklas, Mikroklin und Glasbasis.

Ein zweites typisches Schichtgeld stellen im Hangenden lauchgrüne, porzellanartige, splittrige, kantendurchscheinende, feinstkörnig-filzige Tuffe mit einer maximalen Mächtigkeit von 30 m dar, die allgemein als "pietra verde" bezeichnet werden. Die Fazies gleicht vollkommen derjenigen der oberanisischen, geringmächtigen und in Einzelhorizonte aufgelösten autochthonen "pietra verde" der nördlichen Kalkalpen.

An der Basis dieser Tuffe fanden sich im Valle delle Pale nördlich Mis 8 - 10 m mächtige Kristalltuffe mit Korngrößen um 0,5 mm. Die im Schliff sehr frisch erscheinenden, graugrünen bis braunfleckigen Kristalltuffe setzen sich hauptsächlich aus idiomorphen, teilweise zerbrochenen Plagioklasen, zurücktretend zersetztem Amphibol und/oder Pyroxen, selten Quarz und dunkelbraunem Biotit in einem Bindemittel aus spärlich Kalzit zusammen. Vereinzelt finden sich auch basaltoide Splitter aus braun pigmentierter Glasbasis mit feinsten Plagioklasnädelchen in Fluidaltextur.

Über den submarinen grünen Tuffen folgen einige 10er m mächtige tuffige Mergel, Mergel- und Knollenkalke, in die stellenweise (Col di Luna, Malga Cavallera) auffallend ziegelrote, grobgebankte, dichte, tonige Tuffe mit einzelnen größeren Quarzen um 0,05 mm eingeschaltet vorkommen. Darüber lagern mindestens 25 m mächtige schwarze, sandig-tuffige Kalke mit Brachiopoden, die über unterschiedlich, maximal 35 m mächtige dunkle Knollenkalke mit braunen, knolligen Kalklagen und welligen, dünnen Ton- oder Mergellagen unter Aufhellung zum Riffdolomit vermitteln.

Diese jüngsten, geschichteten Horizonte an der Basis der Riffe kennzeichnen die Frontlinie zwischen vulkanisch beeinflußter, flyschartiger Wengener Fazies, die bei Voltago die Riffe weitgehend verdrängt, und der Riff-Klarwasserfazies, die bis ins Karn fortdauern kann. Das Untersuchungsgebiet gehört in der ladinischen Faziesheteropie eindeutig zum Riffbereich, dessen Einfluß sich nach anfänglichem Vor- und Zurückweichen sehr bald entschieden

nach NE durchsetzt. Auf der geologischen Karte werden die Wegener Schichten nicht mit eigener Signatur ausgeschieden, weil deren typische Ausbildung erst außerhalb des Blattschnittes auftritt. Die Knollenkalke selbst als unmittelbare Basis der Riffe werden von HORN (1914) in die obersten Buchensteiner Schichten gestellt. Im Südflügel der Antiklinale Cereda-Agordo konnte ich an der Pale del Garofolo und am Piz Sagron erstmals diese Knollenkalke nachweisen. Das bedeutet, daß im Abschnitt Cereda-Sasso Largo eine wenig gestörte Schichtfolge vom Perm bis zum karnoladinischen Riff und darüber hinaus bis zum Hauptdolomit des Piz Sagron-Gipfels vorliegt, wobei hier noch keinerlei Anzeichen für Wengener Fazies zu finden sind.

2.72 Ladinisch-karnischer Riffdolomit

Der Riffdolomit ("dolomia infraraibliana": CASTIGLIONI, 1939, S. 38; "Schlerndolomit" sensu lato) ist das wand- und gipfelbildende Gestein der Nordkette. Seine Mächtigkeit nimmt von mind. 1200 m am Mont Agnèr (2872 m) auf 500 m am Piz Sagron (2486 m) primär ab. Das Mont Agnèr-Croda Grande-Riffmassiv war nach CASTIGLIONI (1939, S. 42) vom kleineren Riff des Piz Sagron durch offenes Meer getrennt, welches vermutlich einen letzten südlichen Pfeiler koralligener Gesteine (LEONARDI, 1961) darstellte. Stellenweise erhaltene Übergußschichtung und Böschungsschichtung zeigen, daß die Umrisse der alten Riffe im wesentlichen erhalten geblieben sind.

Der in unregelmäßigen Flecken schwach kalkige Dolomit ist hell grau-bräunlich bis gelblich-weiß, seltener reinweiß, drusig zuckerkörnig und massig-ungeschichtet. Nester und Taschen sind mit Riffschutt mit kalzitischem Zement gefüllt. Ansprechbare Fossilien wurden nicht beobachtet.

2.73 Plagioklas-Augit-Porphyrite

SW unterhalb des Gipfels der Croda Grande setzt mit NNW-Verlauf ein Gang aus schwarzgrünem Augit-Plagioklas-Porphyrit mit schmalem Marmorkontakt durch das Riff, dessen völlig kalzitisierte Pyroxene und kaum zersetzten, lamellierten Plagioklase in basaltoider Grundmasse bis 0,2 x 0,5 cm erreichen. Weiter in N und NW, bei Garès außerhalb des Kartierungsgebietes, wurden von CASTIGLIONI (1935, 1939) derartige Diatremen massenhaft beobachtet und zur ladinischen Eruptivtätigkeit der Wengener Fazies gestellt. Südlich des Passo Cereda in der Cima di Palughet dürfte in einem schmalen Einschnitt (Passo Palughet) mit auffallend zerrüttetem und limonitischem Riffdolomit ein basischer Gang stecken, der jedoch von der Erosion noch nicht angeschnitten worden ist.

Eine Verwechslung der ladinischen mit den permischen Porphyriten ist kaum möglich, da die permischen Vulkanite im Schliff stärker zersetzt erscheinen.

Falls die Diatremen tatsächlich zum ladinischen Vulkanismus der Wengener Schichten gehören, was zumindest sehr wahrscheinlich ist, liegen in den beiden Fazies auf wenige km Entfernung Punkte gleichen stratigraphischen Alters um mindestens 1000 m vertikal versetzt. Während die basischen Ergüsse und Tuffe heute auf rund 1600 m über NN liegen, durchtrümmern die zugehörigen Gänge bereits den Riffdolomit in 2700 m über NN. Das bedeutet, daß die Riffe ursprünglich weit über 1000 m über die mit gleichalten, vulkanogenen und tonig-mergeligen Sedimenten der vergifteten Meeresbereiche bei gleicher Absenkung hinausragten.

2.8 Norisch-rhätischer Hauptdolomit

Über dem ladinisch-karnischen Riffdolomit mit einer geringmächtigen, von mir nicht kontrollierten, sich aber als morphologische Stufe am Piz Sagron (CASTIGLIONI, 1939, S. 45) abzeichnenden Zwischenschaltung von Raibler Schichten, folgt der gebankte, reinweiße, zuckerkörnige Hauptdolomit. Durch einen Ast der am Sasso Largo von S in die Karte eintretenden Val Sugana-Linie kommt der Hauptdolomit mit Riffdolomit und Werfener Schichten und im weiteren NE-Verlauf mit Metamorphikum in direkten Kontakt. Seine Mächtigkeit liegt nicht unter 1000 m (Piz Brandol, Agnellezze). In seinen obersten, vielleicht schon rhätischen Partien, können mergelige, graue bis bräunliche, bituminöse Einschaltungen auftreten.

3. Pliozän - Holozän

3.1 Verebnungsflächen, Talungen

Obwohl die Morphologie unseres Gebietes in erster Linie durch selektive Formbildung, die durch unterschiedliche Widerstandsfähigkeit der einzelnen stratigraphischen Stockwerke und durch tektonische Vorzeichnung gegeben ist, kontrolliert wird, finden sich Reste von übergeordneten Verebnungen und Talungen regionaler Systeme. Abgesehen von den wahrscheinlich miozänen Hochflächen der Palagruppe auf 2600 m (KLEBELSBERG, 1935; CASTIGLIONI, 1939) und des Campo torondo südlich der Val Sugana-Störung auf 1900 - 2000 m, zieht am SE-Hang der Croda Grande-Mont Agnèr-Kette eine flach nach S geneigte oberste Terrasse auf 1600 - 1750 m über NN mit einer Höhendifferenz zum heutigen Talniveau (Mis) von 1000 - 1150 m entlang. Auf diesen Wald- und Weidengesimsen liegen die Almen Malga Cavallera, Casera Ortiga, Casera di Campo, Malga di Luna, Malga Losc usw. Der ehemalige Talboden wird durch die höchsten Erhebungen im Mittelgebirgsrelief der kristallinen Schiefer und der Permotrias abgebildet, die im Col Piaghèr (1532 m, aus permischen Eruptiva), Gardellon (1447m), Col Colazzo (1527 m) und Colle Armarolo (1472 m) gipfeln. Nach SCHWINNER (1923) entwässerte dieses älteste nachweisbare Talsystem von Agordo über den Passo Cereda nach Westen. Die Durchbrüche von Mis und Cordevole durch die Hauptdolomit-Barriere waren zu dieser Zeit noch nicht vollzogen.

Als nächst niedrigere Verebnung in ruinenhaften Resten einer Talung geringerer Breite sind die Terrassen auf 1370 - 1450 m (Passo Cereda, Pra die Forca nördlich Mis, Sant' Andrea, südlich Sagron) zu nennen, die ein deutliches Gefälle nach E aufweisen und damit für eine Entwässerung zum Cordevole hin sprechen, der bereits seinen Weg durch den "Canale" nach S genommen haben muß (System c nach SCHWINNER). Die Verebnung südlich des Cereda-Passes mit der Malga Fossetta (1556 m) kann ein glazial überarbeiteter Torso der ältesten Talbildung sein, die entsprechend SCHWINNER (1923) als System b zu bezeichnen wäre. Die breite Einsattelung am Passe selbst (1361 m) blieb als isolierte Hochtalfurche, in welcher der Col Molinai (1462 m) als Inselberg steht, zwischen Cismon (710 m) und Cordevole (575 m) mit ihren relativ großen Einzugsgebieten und ihrer starken Tiefenerosion erhalten.

3.2 Interglazial-Konglomerate

E des Cereda-Passes am Rio Bastia und nördlich Mis stehen in weitem, den Oberlauf des Mis und seiner Zuflüsse im Talschluß säumendem Bogen, wandbildende Brekzien in einer durchschnittlichen Höhenlage um 1250 m an. Die etwa 40 m mächtigen Brekzien und nagelfluhähnlichen Konglomerate senken sich mit 12 - 15° Gefälle nach E zum Mis hinunter und werden von jüngerem, unverfestigtem Moränenmaterial, Bergsturzblöcken und fluvioglazialen Ablagerungen überdeckt. Diese unsortierten, durch Kalk und Sand luckig zementierten Konglomerate und Schuttbrekzien bilden die Unterlage der Terrassen von Mis di sopra, Mis di sotto (1140 - 1035 m) und Gosaldo (1175 - 1025 m) und zeigen, daß zwischen Talsystem c und rezenter Talgestaltung eine Periode erlahmter Erosion und Akkumulation gelegen haben muß. Die Murschuttkegel, die auf den ehemaligen Talboden hinabgriffen, sind durch nachfolgende Erosion mit übersteilem Relief abgeschnitten worden. Im Süden, am Mis, bei Sagron und Vallalta, stehen ähnliche verfestigte, psephitische Gesteine in Höhen zwischen 950 und 740 m mit einer Mächtigkeit bis zu 50 m an (Pante-Bach). Sie wurden von CASTIGLIONI als Riß-Würm-Interglazial bezeichnet und den praeglazialen Konglomeraten am Passo Cereda gegenüberstellt. Aus Hangneigung und selten zu beobachtender Schichtung jedoch ergibt sich, daß eine solche Trennung, trotz des Höhenunterschiedes von annähernd 500 m auf 4 km Horizontalerstreckung, nicht notwendig ist. Die Interglazialbildungen können ein und demselben Aufschüttungsvorgang zugeschrieben werden und zwar als Hangbrekzie im westlichen Talschluß und an der Nordflanke und mit allmählicher Verflachung nach E als Talbodenfüllung bei möglicherweise zunehmender Mächtigkeit und stärkerem Abrollungsgrad. Da die Konglomerate nur 20 - 40 m über dem Mis anstehen, kann seit ihrer Ablagerung keine wesentliche Übertiefung mehr stattgefunden

haben. Dafür erfolgte besonders am Oberlauf eine ausgeprägte Reliefversteilung durch Seitenerosion mit nachfolgender Bergzerreissung und Talzuschiebung.

Die sicher praewürmianischen Interglazial-Sedimente liegen meist mit einer Hohlkehle mit Sinterbildungen als geneigte Platte mit senkrecht abfallenden Wänden über Permotrias und Metamorphikum. Vereinzelt beobachtet man Schichtung durch Korngrößensortierung. Im Gegensatz zu den Feststellungen SCHWINNER's (1923, S. 24) fand ich auch kristallines Material. Es überwiegen jedoch Klastika der permotriassischen Serie. Mächtige, einzementierte Riffdolomit-Blöcke bis 40 m^3 sind keine Seltenheit.

3.3 Würm- und Stadialmoränen

Während des würmeiszeitlichen Höchststandes reichte in unserem Gebiet die Eisoberfläche bis etwa 1450 m (KLEBELSBERG, 1935; CASTIGLIONI, 1938, 1939). Die Schneegrenze lag nach LICHTENECKER (1938) zwischen 1500 und 1600 m (ohne Berücksichtigung diluvialer Hebungen oder Senkungen). Moränen der Würmeiszeit sind kaum erhalten geblieben oder als solche anzusprechen. Sichere Spuren liegen nur in der glazial geprägten Morphologie der Berge beiderseits des Misdurchbruches und in Schuttablagerungen am Cereda-Pass (CASTIGLIONI, 1964) vor. Die Mehrzahl der Moränenwälle und fluvioglazialen Bildungen bis 150 m Mächtigkeit dürften Rückzugsstadien, bzw. erneuten Vorstößen im Sinne der AMPFERER schen Schlußeiszeit entsprechen, als anstelle des Würm-Eisstromnetzes isolierte Tal- und Hanggletscher ohne erratische Schuttführung existierten (Pra di La, Sagron, i Domadori nördlich Titelle, Umgebung von Gosaldo). Eine mächtige Moräne eines wahrscheinlich würmeiszeitlichen Piz Sagron-Gletschers im Val Moneghe ist durch Sinterbildung verfestigt und ähnelt dadurch stark den Interglazialablagerungen.

Die häufigen Bergsturzmassen mit Riffdolomitblöcken bis Hausgröße unterhalb der Wände der Croda Grande-Mont Agnèr-Kette sind teilweise vom Eis stadialer Gletscher weiter talabwärts transportiert worden, während jüngere Bergschläge meist am Fuße der Wände oder zwischen den Moränen zur Ruhe kamen. Lawinen- und Lokalgletscher des Schlernstadiums und jüngerer Stadien reichen südlich des Sasso Ortiga bis 1700 m (Casera Pianlong bis Col di Luna), am Nordfuß des Piz Sagron bis auf 1530 m herab (Malga Fosetta).

Die derzeitige Schneegrenze liegt bei 2880 m (SCHWINNER, 1923, S. 99). In den Hochkaren der Croda Grande konnte ich jedoch feststellen, daß größere Firnfelder bis herab auf 2650 m sommerfest bleiben, was auf eine lokale Schneegrenzendepression infolge erhöhter Niederschläge der Jahre 1963 - 1966 zurückzuführen ist.

3.4 Alluvionen, Bergsturzmassen, Muren, Hangrutschungen

Kartierbare Alluvionen finden sich nur zwischen California und Canale del Mis auf der tiefsten, verbreiterten Talsohle kurz vor seinem Durchbruch nach Süden als Schotterfluren geringer Ausdehnung, die sich mit einer flachen Aufschüttungsebene am Fuße der Forcella Franchè vereinigen.

Teilweise abgerollte Schuttmassen mit Sand- und gebänderten Toneinschaltungen auf den Hochterrassen sind fluvioglaziale Ablagerungen im Vorfeld lokaler Gletscher.

Postglaziale Bergsturzmassen wurden, abgesehen von den Blöcken am Fuße der Riffdolomitwände, mehrfach beobachtet. Der wohl größte Bergschlag löste sich unterhalb des Colaz von einer Steilstufe aus Albit-Porphyroblasten-Schiefern und erreichte die Forcelle Franchè und Tisèr mit riesigem Blockwerk, das sich im Pass-Sattel mit abgestürztem Hauptdolomit mischt. Kleinere Bergstürze im Metamorphikum liegen oberhalb Ren, bei Osteria und Martinoi. Am Eingang zur Misschlucht lagern ziemlich frische, chaotische Hauptdolomitmassen, die auf steil nordfallenden Schichtflächen abgerutscht sind und den Fluß aufstauten. Nach heftigen Regenfällen setzen sich die Halden in Bewegung und unterbrechen die Straße nach Belluno.

Schwerste Schäden entstehen alljährlich durch Hangrutsche und Muren, die zur Aufgabe von landwirtschaftlich nutzbarem Gelände und Wohngebäuden zwingen und im Wegebau enorme Kosten verursachen. Durch die übersteilte Morphologie und den phyllitischen Untergrund werden derartige Vorgänge bis zu katastrophalen Ausmaßen gesteigert. Auf 5,5 km Horizontalentfernung treten Höhenunterschiede bis 2250 m auf. Die resultierende Hangneigung von 23° entspricht nicht den wahren Verhältnissen, da die breiten Terrassen ein Gefälle von höchstens 10° besitzen und in der Gipfelregion des Metamorphikums Mittelgebirgscharakter mit auf- und absteigendem Relief herrscht. Die wahren Hangböschungen betragen zu beiden Seiten des Mis und seiner nördlichen Zuflüsse stellenweise 40 - 45° mit Durchschnittswerten um 35°. Bei starker Durchfeuchtung der Phyllite, wie es besonders in den letzten Jahren der Fall war, wird die Standfestigkeit der Hänge, unterstrichen durch tektonische Inhomogenitäten, überschritten. Als Folge davon reißen Nischen mit Springquellen in den Hang ein, die sich schnell ausdehnen und deren Schutt sich rasch abwärts bewegt, um erneut frisches Gestein dem ungehinderten Angriff von Niederschlägen und Schmelzwasser auszusetzen. Die anfallenden Gesteinsmassen werden in kurzer Zeit durch Bäche und Gerinne abtransportiert.

Im Spätsommer 1965 wurde auf diese Weise die Straße Mis-Gosaldo in einigen Abschnitten vermurt oder völlig zerstört. Infolge der ungewöhnlich reichen Niederschläge im darauffolgenden Jahr und des bereits im Vorsommer deutlich gestörten Gleichgewichtes setzten sich trotz Wildbachverbauung die riesigen Lockermoränen oberhalb Gosaldo in Bewegung und zerstören im November weite Teile dieser bedeutendsten Ortschaft zwischen Passo Cereda und Forcella Aurine, sowie das am Mis gelegene California. Durch die nachfolgende spontane Verlegung der Bachläufe und die instabil gewordenenSchuttmassen sind neue Gebiete, die bisher als sicher galten, gefährdet.

C. TEKTONIK

1. Alpidische Tektonik

Die permotriasssische Schichtfolge von permokarbonen Basalbildungen bis norischem Hauptdolomit im Hangenden wölbt sich am Südrand der Pala-Gruppe zu einem südvergenten, als Gesamtstruktur relativ einfach gebauten Sattel auf, in dessen Kern die metamorphe Unterlage der Tethys-Sedimente in Reliefumkehr angeschnitten wird. Der Südflügel dieses Gewölbes und eine sich anschließende, ebenfalls betont südvergente und über weite Strecken liegende Großmulde mit Lias und Kreide wird von einem System NNE-SSW bis NE-SW gerichteter Störungen betroffen, die in einer Hauptschubfläche gipfeln und einen nördlichen Ast der von Trient durch das Val Sugana über Feltre nach E ziehenden sogenannten Val Sugana-Linie oder besser Bruchfaltenzone darstellen. Südlich dieser kulminierenden Kompressionszone wird die Trias von Jura bis Tertiär bei gleichzeitig wesentlich erniedrigter Gipfelflur überlagert. Die permotriassischen Gesteine verschwinden unter grob E-W streichenden pultschollenartigen, subparalleln Faltensträngen, die zur Poebene hin absinken und zunehmend jüngere Sedimente tragen.

Im N der Pala-Gruppe verflacht sich das Schichtfallen zu einer weiten Einmuldung, die überleitet in den großzügigen Faltenwurf des Dolomiten-Synklinoriums, dessen Großbau durch Bruchsysteme, selektive Tektonik und das derzeit wieder diskutierte Problem der "Gipfelfaltungen"(ACCORDI, 1955, 1957; COLACICCHI, 1960) lokal kompliziert wird.

Im folgenden werden die tektonischen Verhältnisse des Pala-Südrandsattels mit seinem Kern aus kristallinen Schiefern als östliche Fortsetzung der Cima d Asta-Schieferhülle zwischen Passo Cereda und Forcella Franchè/Frassenè untersucht. Die ausgezeichnete geologische Karte der Pala-Gruppe 1 : 35 000 von CASTIGLIONI (1939) revidierte und detaillierte Stratigraphie und Tektonik vorangegangener Kartierungen und beinhaltet bereits die wichtigsten Strukturen. Eine vom Verfasser durchgeführte großräumige Luftbildauswertung ermöglichte es, Störungslinien weiter zu verfolgen und zu kombinieren, die korrelaten Kluftmuster darzustellen und mit den Geländedaten zu vergleichen, was sich besonders in den kristallinen Schiefern als wesentliche Erleichterung im Erkennen alpidischer, überprägender Deformationen erwies.

Obwohl der Südrandsattel durch einen kausal und wohl auch zeitlich einheitlichen Bewegungsvorgang entstanden ist, unterscheiden sich seine beiden Flanken in ihrer strukturellen Erscheinungsform so wesentlich, daß sie hier getrennt behandelt werden.

1.1 Nordflanke

Sie begleitet als flaches bis mittelsteil NW-fallendes, NE- bis NNE-streichendes permotriassisches Schichtpaket die sich am Cereda-Pass nach NE öffnende Linse aus metamorphen Gesteinen. In steilem Anstieg bildet der Nordflügel einen exponierten, schroffen Gipfelzug, der in Sasso Ortiga (2634 m), Croda Grande (2849 m) und Mont'Agnèr (2872 m) aus ladinokarnischem Riffdolomit kulminiert.

Die Schichtflächen, summiert über die Gesamtstruktur, ergeben ein klares Maximum bei 56/20 NW und streuen im Fallen auf schmalem Gürtel bis saiger (D1, Taf. 2). Die wenigen südfallenden Flächen stammen aus lückenhaft aufgeschlossenen Serien des Ostabschnittes und weisen zusammen mit den steilgestellten Flächen auf Schenkelfaltung hin, welche durch die Kartierung bestätigt wird. Ein Vergleich der ss-Maxima in den Einzelbereichen (Falt-Taf. 1) zeigt, daß das Streichen von 62° auf 35° abschwenkt und am Col di Luna wieder zurückpendelt.

Am Cereda-Pass verlaufen beide Sattelflanken noch annähernd parallel mit einer Maximumfläche 62/23 N (Ber. 1a). Nördlich der Passhöhe biegt die Schichtung auf 43/16 NW um; der Nordflügel entfernt sich von der Südflanke (Ber. 1b). In der Pass-Senke, einem abgeschnittenen Wiesen-Hochtal, treten als schmales Band permokarbone

Basalbildungen zutage. Vom Liegenden zum Hangenden der Gipfelregion ändert sich das Schichtfallen von 15° auf 45° N. Im weiteren Verlauf verstärkt sich die Tendenz des Umbiegens nach NNE (Max. bei 41/48 NW und 35/25 NW), dessen Ursache in Störungen (Pale-Bach, Col Piaghèr) zu suchen ist. E unterhalb der Cima Feltraio macht sich mit sekundären B-Achsen und achsenflächenparallelen Verschuppungen eine von hier über den Col di Luna nach NE ziehende Schenkelfaltung bemerkbar. Die Schichtflächenpole der an der Malga Cavallera einsetzenden Spezialfaltung gürteln sich auf einem π -Kreis. Die B-Achsen, die zusammen mit Schicht- oder Trennflächen erst die Raumkoordinaten ergeben, streuen um den π -Pol. Über die Bereiche N4 und N5 summiert, erhält man für die Faltenschenkel als statistisches Maximum 61/30 N und 63/80 N, B=63/0. Einzelne Flächen können auch steil nach S einfallen. Weitere auf den Diagrammen enthaltene Achsen sind als monokline Flexuren zu bc-Störungen und als Querfaltung durch Auf- und Abschiebungen entlang okl-Flächen aufzufassen.

Die Schichtflächendaten der Falttafel 1 sind ohne Transformation, aber mit ausreichender Kenntnis der sie verstellenden Vorgänge in die Diagramme übernommen worden, um ein möglichst getreues Bild des Geländebefundes zu geben. Einen willkürlichen Eingriff allerdings bedeutet die Abgrenzung der Homogenitätsbereiche, da sich die Fall- und Streichwerte nicht sprunghaft, sondern kontinuierlich ändern. Hier wurde versucht, durch Mittelung der Extremwerte in den Kleinstbereichen die Abweichungen in Schwerpunkten zusammenzufassen.

Die Synthese aller Gefügedaten im Nordflügel des Pala-Südrandsattels ergibt eine relativ einfache Struktur, die, abgesehen von Knicken im Achsenstreichen und Verschiebungen mit begleitenden Kluftscharen, bis zur Cima Feltraio zieht. Hier schiebt sich auf einer flachen, im weiteren NE-Verlauf steiler nach NW einfallenden Schubfläche ladinischer Riffdolomit mit Resten von Anis und Werfener Schichten von SW nach NE über Skyth, Anis und Ladin. Ausgeprägte ac- und hko-, untergeordnet okl-Klüftung zerhackt das Schichtpaket. Eine subparallele Aufschiebung am Col Piaghèr bringt permische Vulkanite über B_2-gefältelte Albit-Muskowit-Schiefer und bedingt ein spezifisches Kluftnetz. Querverschiebungen, die bis ins Metamorphikum eingreifen, unterstreichen eine besonders zwischen Passo Cereda und Croda Grande in Erscheinung tretende Tendenz einer gestaffelten NW-Verschiebung der NE-Blöcke an steilen Flächen, deren Harnischstriemungen flach nach NW, zuweilen auch gegenläufig nach SW oder WSW weisen. Auffallend ist, daß diese Bewegungsbahnen die ac- und hko-Richtung bevorzugen (D11, Taf. 4) und nicht mit faltentektonischen Elementen vereinbar sind. Sie dürften durch eine Achsenkulmination entstanden sein oder einer späteren Deformation entsprechen, durch welche vorgezeichnete Anisotropien als Scherungsbahnen betätigt worden sind. Eine Aufeinanderfolge von Dehnungs- und Pressungserscheinungen, oft an ein und derselben Verschiebungsfläche zu beobachten, ist mehrfach schon beschrieben worden (LEONARDI, 1963a, 1963b, 1965a, 1965b).

Zusammen mit den Blattverschiebungen treten sekundäre B-Achsen und Flexuren auf, die ein geringfügiges Aufdringen der NE-Schollen gegen SW anzeigen. Die Schubfläche an der Cima Feltraio klingt oberhalb der Malga Cavallera aus und geht in einen SE-vergenten Sattel-Muldenbau der inkompetenten Schichtfolge im Liegenden des Riffmassivs mit geringem Tiefgang über, der vom Col di Luna nach Frassenè zieht und eine mächtige Ausstrichsbreite dieser Serien mit Schichtwiederholungen und wechselnden Failrichtungen bedingt. Die Faltensymmetrie ist monoklin-südvergent.

1.2 Südflanke

Im S des Passo Cereda vollenden die faziell geringfügig modifizierten permotriassischen Gesteine mit 20 - 40° - Südfallen, das sich im Riffdolomit merklich versteilt und in der Pass-Senke mit Annäherung an den Kern fast söhlig wird, die Sattelstruktur. Am Sasso Largo tritt von SW ein Ast des Val Sugana-Bruchfaltensystems in die Karte ein, dessen Teilverschiebungen mannigfache Verschuppungen (Mis-Sagron), Schichtverstellungen und -reduktionen mit sich bringen. An drei Hauptstörungen, die von N-S-Streichen nach NE in das Generalstreichen der Bruchfaltenzone einschwenken, wurden jeweils die SW-Schollen nach NE vorgeschoben und nach Ausweis von Spezialfalten und Harnischstriemungen

bellar. Übersicht der Schichtflächenmaxima in den Diagrammbereichen

Bereich	Mess.	Maximum Besetzungsdichte	B aus ss
N 1 a	34	62/23 N (40 %)	
N 1 b	23	43/16 N (25 %)	
N 2	46	45/20 N (50 %) 41/48 N (5 %)	
N 3	46	35/25 NW (25 %)	
N 5	54	61/30 N (20 %) 63/80 N (8 %)	63/0
N 6	25	55/36 N (25 %) 50/68 N (5 %)	48/5 NE
N 1 - 6	228	57/22 N (25 %)	64/0
S 1	22	92/22 S (40 %)	
S 2	35	75/45 S (10 %) 3/17 W (10 %) 30/70 E (8 %) 43/ + (8 %)	
S 3	43	66/35 S (15 %) 54/75 N (7 %) 101/52 S (7 %)	
S 1 - 3	100	80/40 S (9 %) 85/20 S (9 %) 0/16 W (5 %(55/70 NW (3 %)	64/10 SW
S 4 - 5	43	53/83 SE (10 %) 26/44 W (7 %) 45/75 NW (7 %) 58/82 NW (7 %) 74/34 N (7 %)	53-62/23 SW
S 1 - 5	143	77/42 S (7 %) 80/21 S (7 %) 23/14 N (4 %) 39/41 N (4 %) 47/ + (3 %)	46-62/8-18 SW
N 1 - 6 + S 1 - 5 (345)		61/22 N (15 %) 76/32 S (3 %)	66/5 SW

Maxima der praealpidischen Gefügedaten der Einzelbereiche A - Z

Bereich	s_1	B_1	Fsp	B_2
A		10/12 N	125/58 NE	50/24 NW
B		142/25 N		124/44 NE 135/40 SW
C	48/72 NW 160/70 SW	95/10 W	175/62 W	60/17 SE 44/22-80 NW π -Pol: 50/3 SW
D	125/55 NE 60/30 N	165/30 N 5/25 N		66/28 NW
E		137/54 NW	90/50 N	63/54 N
F	17/60 W 46/50 NW 145/52 NE 32/55 SE	0/30 N	10/+ 152/65 E 125/58 E 90/54 N 38/60 N 170/55 W 110/50 S	64/32 N 70/58 S
G		152/70 SE	52/70 SE	20/60 NW 68/65 NW 100/25 N 140/36 SW
H	8/70 W 10/65 E 15/12 E 154/32 W 128/ +	175/25 N	8/50 W 64/22 NW 120/70 NE 160/50 E 125/82 SW	35/28 NW
I	28/60 NW	170/42 N	105/43 N	π -Pol: 82/40 N
J		4/30 N		50/42 NW
K	130/75 NE 175/+	165/18 N 113/0 40/0	68/23 N	74/14 N 30/52 SE 106/75 NE
L	172/34 W	152/0		π -Pol: 148/5 NW
M	115/70 NE 28/+ 170/75 W	40/70 NE	140/76 NE	42/85 NW 95/70 N
N	46/22 SE	0/15 N		90/32 N 52/20 SE 144/18 SW 160/30 E
O	44/70 NW 85/+ 70/65 S 170/52 E	60/30-80 NE 135/10 SE	168/62 E 110/57 N	π -Pol: 70/0
P	76/65 S 175/70 E 30/15 W	95/25-85 E 90/18 W	52/52 SE 188/70 NE	90/75 S 90/70 N
Q	165/46 W 140/50 NE	153/15 N 175/22 S		95/22 S 115/30 NE 165/60 W
R		168/30 N		60/25 NW 65/20 SE
S	95/38 N 35/25 NE	170/35 N	90/43 N 178/64 E	π -Pol: 80/5 W
T	122/50 SW 120/70 NE 76/60 N	138/40 NW 134/23 SE	80/40 S 168/48 W 146/+	66/45 NW
U	80/16 S 84/55 N 120/55 SW 0/85 W	0/35 N 0/25 S 27/35 N	110/35 N	30/60 NW 74/35 N - 30 S 124/30 SW
V	80/70 S 25/84 W	90/60 E		
W	73/28 N 2/44 W 168/40 E	0/28 N	30/30 SE 100/30 N 166/41 W	π -Pol: 165/25 N
X	59/60 NW	152/50 NW		90/66 N
Y	56/40 SE 90/30 N	160/30 S	54/85 NW 90/48 S 20/43 E	40/76 NW 138/35 SW
Z	95/30 N	8/30 N		π -Pol: 12/20 N

Tabellarische Übersicht der Kluftmaxima in den Diagrammbereichen

Bereich	Mess.	K-Maxima in % der Besetzungsdichte und Index								
		10	9	7	6	5	4	3	2,5	2
Nordflügel Permotrias										
N 1 a	111			144/82 NE (ac)		55/84 SE (bc) 172/72 E (hko)	49/82 NW (bc)	101/82 S (hko)		
N 1 b			30/84 SE (bc)					101/82 S (hko) 130/80 SW (ac)		
N 2 a	188			77/80 S (hko)		59/86 SE (bc)	26/79 SE (bc) 90/ + (hko)	0/79 E (hko) 52/54 SE (hol) 120/ + (ac) 148/82 NE (ac)		
N 2 b	202		90/78 S (hko)			139/84 NE (ac) 175/ 9 E (hol)		111/54 N (okl)		41/74 SE (bc) 48/24 N (bc) 148/62 SW (okl)
N 3 a/3 b	254					0/41 E (St.) 30/60 NW (hol) 90/75 S (hko) 102/ + (St.)	127/76 NE (ac)			40/81 SE (bc)
N 4	98		116/79 N (ac)				88/82 S (hko) 135/35 NE (?) 168/41 E (?)	5/81 W (St.) 21/79 E (bc) 135/75 SW (?) 164/63 SW (hol)		
N 5	92				139/82 SW (ac) 158/76 NE (ac)	48/67 S (bc) 171/80 W (ac)	11/ + (hko) 76/72 S (bc)	99/87 S (hko)		
N 6	23	20% 13/73 E(hko) 15% 96/58 S (hko)								
N 1 - N 6 (1002) einf. summ.							90/79 S (hko)	148/84 N (ac)	38/80 SE (hko) 120/ + (hko)	172/47 E (okl)
N 1 - N 6 (1002) korrigiert summ.							62/79 S (bc) 93/86 N (hko)	5/71 E (hko)	28/79 SE (St.) 135/82 N (ac)	115/78 NE (St.) 138/41 E (okl)
Metamorphikum										
Kr 1	100				89/33 N	49/88 NW (St.) 78/75 N 98/ +	50/50 N	143/43 SW		
Kr 2	190					80/64 S	64/83 S (St.)	174/88 E		17/88 E 56/62 N 126/83 N
Kr 3	156					1/80 W		20/85 E 35/44 NW 66/64 N 78/34 S 90/50 N		
Kr 4	145					86/80 S (St.) 119/68 N	10/80 W 42/88 SE			144/55 W 149/ 9 W
Kr 5	409					75/74 S (St.)		122/84 SW 142/75 NE		
Kr 6	185			88/62 S (St.)				130/58 SW		40/83 SE
Kr 7	213				65/76 S (St.)		90/88 S	148/84 E 176/80 E		
Kr 1 - 7	1398							(3,5) 76/70 S (St.)		(1,5) 0/ + 143/75 NE 163/84 W
Südflügel Permotrias										
S 1 a	115		(8) 118/72 NE (kho)			99/70 S (bc)		38/68 SE (St.) 51/68 NW (hko) 62/30 SE (ab) 91/78 N (bc) 116/36 S (hol)		169/76 W
S 1 b	108	12/82 W (ac) 137/70 NE (St.)				113/ + (St.)		0/83 W (ac) 71/84 S (hko) 11o/84 NE (bc)		
S 2	82			82/78 S (bc)		118/38 N (?)	0/83 W (ac) 22/ + (St.) 121/72 NE (St.	71/55 NW (hol)		
S 3	94			31/85 E (St.) 59/78 NW (ab-Spz.Falte)		16/61 W (?) 57/84 SE (bc-Ges.Falte)	7/70 E (hko 104/72 N (hko) 128/ + (St.) 139/64 NE (ac)	165/34 W (ab)		
S 4	124					58/84 NW (bc) 84/ + (St.)	45/36 NW (okl) 118/78 S (?) 154/57 NE (ac) 160/74 W (okl)	33/62 SE (St.) 100/42 S (hol)		
S 5	94			4/72 W (hko) 158/ + (ac)				59/83 NW (St+bc) 110/83 S (hko) 130/10 SW (ab)		
S 4 - 5	218	147/ + - (ac)				58/84 NW (bc)	84/ + (St.)	0/74 W (hko) 33/30 NW (hol) 117/78 SW (hko)		

nach SE aufgepreßt. Die wesentliche Funktion dieser Störungen war jedoch diejenige von Blattverschiebungen. Ihre Fortsetzung finden sie in einer SW-NE-Aufschiebung und in N-S-Blattverschiebungen am Col Piaghèr.

Während im starren Ladin-Dolomit die Lagerungsverhältnisse weithin gleichbleibend sind und scharfbegrenzte Trennflächen vorliegen, reagierten die tieferen Mergel-Sandsteinfolgen mit Ausquetschung, Fältelung und Schichtverstellungen an dicht gescharten Verschiebungsflächen. Die Schnittkanten der ss-Maxima tauchen dabei flach nach SW; ac- und bc-Richtung werden von Kluftscharen abgebildet; ebenso eine fast saigere 119°-Störung, die zusammen mit einer hierzu normal streichenden 30/90-Störung den Faltenbau überprägen und für die Symmetrieerniedrigung der Diagramme verantwortlich sein dürften.

Am Sasso Largo ändert sich der Bauplan. Struktur- und reliefbeherrschend wird eine im W mittelsteil W-fallende, nach einem scharfen Knick nach NE steil NW-fallende Schubfläche, die südvergent bis liegend eingemuldeten Hauptdolomit mit Riffdolomit einerseits und Permoskyth, bzw. im NE-Streichen mit kristallinen Schiefern andererseits in tektonischen Kontakt bringt. Das klare Schicht- und Gefügebild einer Antiklinale wird durch bruchtektonische Elemente verschleiert. Der Südflügel wird von W nach E unter zunehmend intensiver Verschuppung im Moneghe- und Pezzea-Tal ausgedünnt und bis auf einen eingeklemmten Rest Grödener Schichten am Colle delle Capre und eine reduzierte Skyth-Anis-Folge im äußeren Val Imperina ganz ausgemerzt. Nach dem Überschreiten des Cordevole spaltet sich diese Bruchfaltenzone in zwei Sättel mit einer dazwischenliegenden Einmuldung auf (LEONARDI, 1940).

Im W, im obersten Val Moneghe, ist der Hauptdolomit unter das Riff des Sasso Largo als Folge einer E-W gerichteten Bewegungskomponente, der sich die Blattverschiebungen einfügen, eingepreßt. Die Hauptschubfläche läßt diesen Vektor nicht mehr deutlich werden. Sie trennt als "piega-faglia", als steile, sich in der Tiefe (Untertageaufschlüsse in Vallalta) nordwärts verflachende "Faltenzerreissung" mit einem Winkel von 15 - 20° zur bc-Achsenfläche die Pala-Südrandantiklinale von einer sich im S anschließenden, teilweise überkippten Hauptdolomit-Kreide-Synklinale, die ihrerseits durch sekundäre Schubflächen zerrüttet ist. Die Sprunghöhe der Störung, gemessen an der Höhenlagedifferenz des Riffdolomites zwischen Piz Sagron (unter karnisch-norischen Gesteinen) und Gipfel des Mont'Agnèr beträgt unter Berücksichtigung der primären Mächtigkeitsabnahme nach S mindestens 2400 m.

1.21 Der Pala-Südrandsattel als Großstruktur

Zusammenfassend ergibt sich für den Abschnitt Passo Cereda-Sasso Largo eine klare Sattelstruktur in Südvergenz und mit einer Schichtfolge von Permokarbon bis Karn, bzw. tiefstem Nor am Piz Sagron, die weiter im S außerhalb des Kartierungsgebietes entlang einer nordfallenden Schubfläche an der Forcella Cimonega einer liegenden, ebenfalls südvergenten Mulde aus jüngeren Gesteinen aufsitzt. E des Sasso Largo dringt diese tiefgreifende Störung als glatte Fläche unter gleichzeitiger Versteilung nach N vor, wobei der Südschenkel allmählich ausgemerzt wird. Der bruchtektonischen Reaktion steht im Nordflügel Faltung in permoskythischen bis unterladinischen Schichten gegenüber, die ihrerseits an der Cima Feltraio nach SW, wo sich die beiden Flanken mit subparallelem Verlauf nähern und der Sattel noch vollkommen ist, in eine NW-fallende, sich verflachende Schubfläche übergeht.

Die gemessene und als π , bzw. ß/ss konstruierte B-Achse verläuft um 67/5 SW. Das geringe Achsentauchen von 5° allein erklärt nicht das sich nach NE linsenförmig verbreiternde Zutagetreten der kristallinen Schiefer. Aus der Divergenz der beiden Sattelflanken würden sich erheblich größere Werte der Achsenneigung ergeben. Der topographische Effekt der sich von W nach E vertiefenden Reliefumkehr mit maximal 1100 m Einschnittstiefe im Metamorphikum erlaubt zwar ausgezeichneten Einblick in den Sattelkern, enthüllt aber nur vorgezeichnete Strukturen. Verfolgt man jedoch die Höhenlage der Kristallin-Oberkante, zeigt sich, daß sie im W des Untersuchungsgebietes von etwa 1200 m in Richtung zur Forcella Aurine auf über 1500 m ansteigt. Zwischen Frassenè und Voltago senkt sie sich rasch nach NE, am Passo Cereda langsamer nach W, wo die Schiefer unter den Becken von Agordo und Fiera

die Primiero verschwinden. Es handelt sich somit in Übereinstimmung mit CASTIGLIONI (1939, S. 57) um einen Gewölbebau, in dessen Achsenkulmination der Meßbereich liegt. Die zahlreichen Querfaltungen, Querstörungen und Verschiebungen mit ihrer Aufschiebungstendenz nach SW lassen sich mit dieser Annahme gut in Einklang bringen. Es mag auch kein Zufall sein, daß gerade die höchsten Gipfel der Nordflanke mit dieser Kulmination zusammenfallen, denn in beiden Richtungen sinkt die Gipfelflur trotz gleichen Gesteinsmaterials erheblich ab. Die Gewölbespannung dürfte jünger als die Faltung und von dieser durch eine Dehnungsphase getrennt und auf eine Richtungsänderung des Kräfteplanes zurückzuführen sein. Blocktektonik während der Heraushebung und subrezente Hangtektonik haben den Großbau nur mehr geringfügig überprägt.

Die untersuchte Bruchfaltenzone (Sattel-Val Sugana-Linie-Mulde) kann entweder als ein SE gerichteter Vorschub des nördlichen Blockes mit beträchtlichem Anstieg über das südliche Vorland oder - zwangloser - als Unterschiebung des südlichen Vorlandes unter die Croda Grande-Kette und Pala-Gruppe im Sinne von E. KRAUS (1936, 1951) gedeutet werden.

1.3 Metamorphikum

Im folgenden soll untersucht werden, inwieweit sich die alpidische Tektonik in die kristallinen Schiefer des Sockels mit seinem spezifischen und älteren Deformationsplan verfolgen läßt und welche Überprägungen stattgefunden haben. Während frühere Autoren fast ausschließlich die Bewegungsvorgänge im Deckgebirge darstellten, von einfachen Skizzen (MOJSISOVICS, 1879; TARAMELLI, 1883) bis zu detaillierten tektonischen Karten bislang unwiderlegten oder nur geringfügig modifizierten Inhaltes (DAL PIAZ, 1912; CASTIGLIONI, 1935, 1939; LEONARDI, 1940, 1943, 1955), rückten in neuerer Zeit die Bearbeitung des Metamorphikums, ihre Ergebnisse und regional-tektonischen Folgerungen sowie deren Synthese zu einer Orogenese-Theorie in den Vordergrund der Diskussion, die für unser Gebiet in erster Linie zwischen AGTERBERG (1961, 1964), VAN BEMMELEN (1966) und D'AMICO (1959, 1962, 1964b, 1964c), LEONARDI (1963a, 1963b, 1965) geführt wird.

Nach einer möglichst vollständigen Sammlung des Gefügeinventars aus Aufschluß-, Handstück- und Schliffbereich soll versucht werden, dieser Diskussion für ein überschaubares Gebiet eine gesicherte Basis zu geben. Entsprechend diesem Vorhaben war es unumgänglich, den permotriassischen Rahmen des Metamorphikums gefügestatistisch zu erfassen und mit den Gefügeelementen der kristallinen Schiefer zu vergleichen.

Die Kluftdiagramme (Falttaf. 1) zeigen, daß im Metamorphikum Bruchelemente von Nord- und Südflügel vorhanden sind und daß sich die Mehrzahl der alpidischen Verschiebungen hierin fortsetzen. Dies gilt vor allem für die Val Sugana-Störung, deren Longitudinalbrüche sogar diagrammbeherrschend werden. Flachliegende, transversale Schub- und Scherflächen dagegen zeichnen sich im Gegensatz zu den steilen Rupturen nicht mehr als deutliche Maxima ab. Sie werden abgelenkt oder meist durch Wiederbelebung der präexistenten Schieferung s_2 kompensiert. Als zweite longitudinale, maximumverstärkende Gruppe wirken Trennflächen, die mit 70 - 80° zum Generalstreichen der Antiklinale subparallel verlaufen. Sie fallen mittelsteil bis flach nach N unter den Nordflügel, mit Annäherung an den stärker beanspruchten Südflügel und an die Bruchfaltenzone steil nach S ein (D 28, Taf. 8). Durch die varistische N-S-Kleinfältelung waren die Schiefer wellblechartig versteift und reagierten auf Querdeformation nicht mehr plastisch.

Neben diesen Aufschiebungsflächen, denen in der Sedimentdecke zum Teil Verschiebungen innerhalb der Schichtflächen entsprechen, macht sich auch hier eine E-W-gerichtete Bewegungskomponente in Form von Horizontalverschiebungen bemerkbar (D 26; D 27, Taf. 8). Diese Flächen verlaufen meist parallel zur Val Sugana-Linie; an Ihnen wurden die Südschollen nach Ausweis der Harnischstriemung relativ nach E bewegt oder schräg in diese Richtung abgesenkt. Transversalverschiebungen pausen sich hingegen nur untergeordnet in die kristallinen Schiefer durch.

Auf den Diagrammen D 21 - D 24 (Taf. 7) wurden alle im Metamorphikum gemessenen Rupturen, getrennt nach Küften

+ Kluftscharen, Harnischen, Horizontalverschiebungen und B_2-Achsen vereinigt. Sie ergeben ein geringfügig abgewandeltes, in seinen Grundzügen jedoch getreues Abbild der alpidischen Deformationen des permotriassischen Schichtpaketes. Das Hauptmaximum der B_2-Achsen steht mit flachem NW-Fallen ± normal zum Streichen der Bruchfaltenzone, ein fast ebenso stark ausgeprägtes Maximum verläuft parallel; beide decken sich nicht mit dem varistischen B_1-Maximum. Berücksichtigt man, daß überwiegend Monoklinalfalten oder Flexuren vorliegen, ist ihre Beziehung zum Mechanismus der Transversal-, bzw. der Hauptstörung evident. Im Zusammenhang mit der erwähnten Achsenkulmination beobachtet man vor allem im Handstückbereich Transversalzergleitungen mit B ⊥ B'-Gefügen (vgl. für die phyllitischen Hüllgesteine der Cima d'Asta MORTEANI, 1966). Diese alpidische Aufwölbung der kristallinen Schiefer im Kern der Antiklinale unterstreicht eine von E nach W ansteigende, praealpidische tektonische Kulmination, die bereits vor Sedimentation des Perms erosiv eingeebnet war. Der kristalline Sockel en bloc paßte sich der Faltung nicht schichtkonkordant plastisch an, wie AGTERBERG (1964) annimmt, sondern reagierte überwiegend mit Bruchtektonik. Für diese Ansicht argumentieren auch die störungsbegleitenden Schieferungszonen und Kluftscharen (D 22, Taf. 7), die in gleicher Weise wie die Hauptflächen in den Altbau überprägend eingreifen.

1.4 Zusammenfassung der alpidischen Deformationen in Deckgebirge und Metamorphikum

Die Pala-Südrand-Antiklinale, die sich anschließende, ebenfalls stark südvergente Synklinale aus Hauptdolomit-Kreide und das Aufreissen einer als Val Sugana-Linie bezeichneten Schubfläche im Liegendschenkel des Sattels bis zu seiner völligen Ausmerzung, stellen ein typisches Glied im allgemeinen Bauplan der Südalpen dar (LEONARDI, 1965). Das Generalstreichen der Strukturachse verläuft im Untersuchungsbereich 60 - 70°/ 0 - 10 SW. Zwischen Col Piaghèr (1532 m) und Col Colazzo (1527 m) besteht eine Achsenkulmination, deren Absinken nach SW und NE makro- und mikrotektonische Zergleitungen, Scherungen und Querfaltungen mit sich bringt, die sich in ihrer Mechanik am deutlichsten in den kristallinen Schiefern abzeichnen. Die Anpassung des Metamorphikums ("mesoderm") an die alpidischen Bewegungen erfolgte nicht kontinuierlich, sondern mit Brüchen und Schuppungen, da die faltenbedingende Kompression normal zum varistischen N-S-Faltenbau und damit in Richtung des größten Widerstandes wirkte. Mit fortschreitender Einengung von SE nach NW wurde der Südschenkel von der südlich angrenzenden Mulde, die hierdurch zerbrochen und stellenweise zur südvergent-liegenden Synklinale gepreßt wurde, entlang einer nordfallenden Schubfläche mit einer Sprunghöhe von mindestens 2400 m unterfahren. Wie diese Hauptstörung setzt auch die Mehrzahl der Querstörungen tief in die Schiefer hinein, wo sie jedoch meist in ein System aktiver Flächen aufgelöst werden.

Neben dieser in Richtung und Auswirkung scharf zu fassenden Kompression kann ein zweiter, annähernd E-W gerichteter Einengungsvektor beobachtet werden, der sich in der Aufschiebung von Riffdolomit des Piz Sagron über Hauptdolomit der Synklinale, in Blattverschiebungen, in abweichenden Kluftmustern und nicht zuletzt im Kuppelbau der Pala-Südrand-Antiklinale zu erkennen gibt. Die Begrenztheit des Kartierungsgebietes erlaubt nicht, eine endgültige Entscheidung zu treffen, ob es sich um einen regionalen Effekt selektiver Tektonik oder um eine Bewegungsphase mit tatsächlich abweichendem Kräfteplan handelt. Für letzteres sprechen die Betätigung älterer Dehnungsklüfte als Harnische und die Gegenläufigkeit mancher Verschiebungen in Nord- und Südflügel. Als letzter Akt, abgesehen von der Hangtektonik, sind subvertikale Klüfte und Verwerfungen während der Heraushebung anzusehen. Durch sie werden ältere Richtungen abgeschnitten und geringfügig versetzt.

2. Varistischer Deformationsplan

Die gefügebestimmenden Elemente der kristallinen Schiefer sind im Aufschluß durch Kleinfältelung, die mit Ausnahme lokaler Abweichungen im allgemeinen bei flachem Nordfallen N-S- verläuft, und durch Transversalschieferung gegeben. Ihr Auftreten und ihre Ausbildung in den einzelnen Schichtgliedern sowie ihre Abhängigkeit von der Metamorphose-Fazies wurden bereits im stratigraphischen Teil behandelt. Das präpermische Alter der Deformation darf

als gesichert gelten, da die gleichen Gefügeelemente bereits in den Kristallingeröllen der permokarbonen Basalbildungen enthalten sind. Die jungpaläozoischen Sedimente lagern einem Relief auf, welches die stratigraphischen und metamorphen Stockwerke von NE nach SW in zunehmender Tiefe anschneidet. Diese grundsätzlichen Geländebeobachtungen datieren den Großbau des Metamorphikums als präalpidisch.

Um weiteren Diskussionen, die letzten Endes auf die zeitlichen und räumlichen Beziehungen von s-Flächen und Fältelungsachsen, bzw. deren Zuordnung zu Großfalten hinauslaufen, einen gemeinsamen Ausgangspunkt zu geben, habe ich versucht, das gesamte aufgeschlossene Metamorphikum mit einem möglichst gleichmäßigen Netz von Messungen zu überziehen. Kontrolldiagramme aus orientierten Dünnschliffen (Schnittlage a: $\perp$ B; b $\parallel$ B) zusammen mit den Daten des reorientierten entsprechenden Handstückes brachten Aufschluß über Lage und Art des Gefügeinventars; Geländemessungen am Fundpunkt gaben Hinweise auf makrotektonisches Verhalten und Ausbildung dieser Gefügeelemente. Die Vereinigung von "Makro-" und "Mikro-Diagramm" legte nach Überprüfung der Koinzidenz einen Schlüsselbereich fest, dem weitere Daten solange angegliedert wurden, bis Werte auftraten, die außerhalb der empirischen Grenzen der Streuungstoleranz fielen. In gleicher Weise wurden für mächtigere Einschaltungen von Gesteinen unterschiedlicher Kompetenz innerhalb eines Diagrammbereiches verfahren, um Richtungsänderungen quantitativ und die Geländemeßbarkeit einzelner Elemente qualitativ zu erfassen. Da der Einfluß von Bewegungen während und nach der Faltung im Deckgebirge als B_2, s_3, Verschiebungsflächen, K und K=S interpretiert und eliminiert ist, enthält Falttafel 3 ausschließlich praealpidische Gefügeelemente, die aus Gründen der Objektivität ohne Transformation in ihrer alpidisch überprägten Raumlage dargestellt werden. Postvaristische Bewegungen vor Einsetzen der alpidischen Haupttektonik, die sich in großräumigen Walmungen und in der Gliederung des permotriassischen Sedimentationsraumes in N - S streichende Becken und Schwellen äußern (BOSELLINI 1965 a; 1965b), dürften ohne Einfluß auf die Kleinstrukturen geblieben sein.

Betrachtet man die Einzeldiagramme der Bereiche A - Z gesondert, ergibt sich ein differenziertes Bild mit Details, die in den summierten Diagrammen untergehen. Die Kleinfältelungsachsen schwanken von flachem Nordfallen bis zu steilem E- oder W-Abtauchen, wobei die Schieferungsflächen je nach Streichen und Vergenz der Großfalten unterschiedliche Raumlagen einnehmen können. Von besonderer Wichtigkeit erscheint ihr Verhalten in Nachbarschaft der Bruchfaltenzone und des Nordflügels der Pala-Südrand-Antiklinale. Die Val-Sugana-Störung hat zumindest im Ostabschnitt den typischen Bauplan der kristallinen Schiefer kaum umgeprägt. Soweit dies dennoch geschehen ist, kann nicht immer mit Sicherheit gesagt werden, in welchem Ausmaß alpidische oder varistische Verschiebungen an der Verstellung beteiligt waren. Beide Möglichkeiten sind wahrscheinlich und wurden im Gelände beobachtet.

Zwischen California, Vallalta und Pante, in einem schmalen Streifen entlang und südlich des Mis, schwenken die Achsen in die E-W-Richtung um und tauchen überwiegend steil nach E. Nach Ausweis der s_2-Flächen liegen hier Falten annähernd rhombischer Symmetrie vor. Die Schieferungsflächen liegen auf einem π-Kreis, dessen Pol mit B_1 zusammenfällt. Entlang der Straße Mis-Sagron werden die Verhältnisse durch zweifellos alpidische Störungszonen unübersichtlich.

Unter den Nordflügel fallen die B_1-Achsen als Maximum mit N-S-Streichen fast schichtparallel nach N ein; einzelne Messungen unmittelbar unter den transgredierenden Perm-Gesteinen können in Richtung und Neigung ebenso wie die Transversalschieferung erheblich abweichen. Die s_2-Maximumfläche schneidet in spitzem Winkel bei gleichem Einfallen die ss-Maximumfläche. Dies bedeutet jedoch keine "alpidische" Planierung (AGTERBERG, 1961), sondern ist ein zufälliger Schnitt der permokarbonen Erosionsoberfläche mit dem varistischen Strukturgebäude. Die Raumlage von s_2 wird allein durch den nach E absinkenden Faltenspiegel bedingt.

Werden sämtliche Daten der Bereiche A - Z summiert, erhält man für die einzelnen Gefügeelemente die Diagramme D 29 - D 33 (Taf. 9). Die Kleinfältelungsachsen haben ein starkes 12%-Maximum bei 3/26 N mit einem Streube-

reich der 3%-Linie von 347 - 12/15 S - 55 N (Nebenmaximum 40/65 NE) und sind auf den ersten Blick hin scharf geregelt. Zu beachten ist aber, daß die lokalen Abweichungen mit geringer Meßpunktzahl nicht mehr in Erscheinung treten, was für die übrigen summierten Diagramme in gleicher Weise gilt. Sie geben eine statistische Konzentration wider, deren Repräsentanz entsprechend der in Anzahl und gegenseitigem Abstand möglichst gleichmäßig gestreuten Datengewinnung zwar für einen überwiegenden Teil der Meßfläche zutrifft, jedoch keine Aussage mehr über spezielle und deshalb bedeutsamen Strukturen erlaubt. Ein zu groß gewählter Bereich mit entsprechend höherer Datenzahl kann zu den gleichen vereinfachenden Fehldeutungen führen wie die Ausweitung eines oder mehrerer punktförmiger Bereiche auf die Verhältnisse des Gesamtgebietes oder von Zwischenbereichen.

Die Schieferungsflächen zu B_1 gruppieren sich wie die Achsen ebenfalls um ein deutliches 10%-Maximum bei 54/36 NW mit den Extremen der 2%-Linie zwischen 240 - 16/2 - 63 NW (D 30, Taf. 9). Die Pole sind auf einem π -Kreis 348/80 NE gegürtelt, dessen Pol nicht wie bei den Schichtflächen der Permotrias mit B_1 zusammenfällt, sondern einen Winkel von 102° in Westablenkung bildet. Die B-Achsen liegen aber auf dem s_2-Maximumkreis. Diese Raumlage der Transversalschieferung bestätigt den Geländebefund, daß die Kleinfalten nur untergeordnet und in begrenzten Bereichen westvergent sind und ihr Faltenspiegel nach E und SE mit Ostvergenz absinkt, wodurch in dieser Richtung trotz Reliefabsenkung jeweils jüngere Schichten zutage treten. Obgleich der tektonische Bau des Metamorphikums im einzelnen recht kompliziert ist, wird diese Vorstellung eines regionalen Großfalten-Anstiegs nach W durch die N-S-Kleinfältelung, durch annähernd B-parallele Schichtgrenzen und nicht zuletzt durch die mehrfache Wiederholung des Porphyroid-Leithorizontes und das Auftauchen älterer Gesteine in dieser Richtung unterstrichen. Da die Diagramme D 29 und D 30 ohne Berücksichtigung der Kartierungsergebnisse zwar die E-Vergenz von B_1 bestätigen, aber die Möglichkeit einer subhorizontalen Lage der Schichtkomplexe offenlassen, wurden in D 31, Taf. 9, alle Faltenspiegel, d.h. die Flächen über mindestens zwei Sättel und zwei Mulden, statistisch dargestellt. Dieses integrierende, indirekte Gefügeelement erheblichen Aussagewertes wurde kaum in die Diskussion zwischen D'AMICO und AGTERBERG gebracht. Seine Messung ist nicht immer einwandfrei durchzuführen, erfordert zuweilen "Hammerarbeit" und gibt meist nur Annäherungswerte. Verliefe der Großfaltenbau tatsächlich horizontal, müßten die Faltenspiegel der Kleinfältelung - denn nur die Schenkelfaltung im m-Bereich kann im Aufschluß gemessen werden - auf einem Großkreis mit Streichen $\perp$ B und Fallen $\parallel$ B liegen und sich auf diesem Großkreis $\pm$ symmetrisch zu B bei rhombischer, bzw. in korrelaten Schwerpunkten bei monokliner Faltung oder Rollfalten, gürteln. Diagramm D 31 zeigt jedoch, daß die Maxima diese Bedingungen nur teilweise erfüllen, meist um erhebliche Winkelbeträge aus der geforderten Lage nach E gekippt sind und daß jeweils der E-Schenkel der Makrofalten tiefer liegt, was gleichbedeutend mit einem tektonischen Abstieg in diese Richtung ist.

Über die Lage der s_1-Flächen, die mit Ausnahme der Albit-Muskowit-Schiefer und des Schiefergneises von Masòch der sedimentären Schichtung entsprechen (vgl. Kap. 1.51), geben in erster Linie Dünnschliffe Auskunft. Ganz vereinzelt kann sie auch im Gelände direkt eingemessen werden. Häufige Winkelbeziehungen von s_1 und s_2 liegen zwischen 30 - 60° und wurden bereits von D'AMICO (1964) in ihrer Abhängigkeit von Kompetenzunterschieden in den einzelnen Gesteinsserien erkannt. Flachere Winkel werden durch Mineralbänderung entlang s_2 verwischt. Mikrogefälelte s_1 =ss-Zonen sind oft durch wechselnd breite s_2-Bänderung in materialbedingten Abständen auch unter 70 - 90° abgeschnitten.

Die s_1-Pole fallen in den Streubereich der s_2-Pole. Hierin liegt die Gefahr, daß durch exakte statistische Methoden eine Homogenität der Maxima nachgewiesen und daraus ein Fehlschluß gezogen wird, da diese Homogenität zwar statistisch, aber nicht genetisch gegeben ist.

Diagramm D 32 beinhaltet sämtliche eindeutig bestimmten s_1-Flächen. Trotz der zu erwartenden breiten Streuung zeichnen sich N-S-Streichen und ein π-Kreis ab, dessen Pol nahe dem B_1-Maximum liegt. Die E-Vergenz der

Kleinfalten drückt sich in der asymmetrischen Verteilung auf dem π-Kreis und in den flach westfallenden ss-Flächen aus.

3. Varistisch überprägte Restgefüge

Die varistische Schieferung s_2 nimmt nach W und SW in ihrer Intensität merklich ab und verliert sich im mächtigen Schichtkomplex der Albit-Muskowit-Schiefer, wo sie nur noch vereinzelt als Scherungsflächen auftritt und schließlich ganz verschwindet. Gefügeprägend bleibt jedoch die B_1-Fältelung des regionalen Deformationsplanes; hier mit meist größerer Amplitude und Faltenlänge. Die E-W-Achsen der jüngeren Gesteine am Mis schwenken in den Albit-Muskowit-Schiefern rasch nach N-S ein. Gemessen werden vornehmlich s_1-Flächen (s_1=ss: D'AMICO, 1962, 1964b; 1964c; s ?: AGTERBERG, 1964), die als breite Muskowit- und Quarz-Albit-Bänder mit zu s_2 postkinematischen Albit-Metablasten auftreten. In dieser Mineralbänderung haben sich linsenförmige Rest von Fältelungsgefügen erhalten, welche der Planierung entgangen und vermutlich identisch mit der Schichtung sind (Abb. 3 u. 4). Die Lage dieser Flächen unterscheidet sich von derjenigen der s_1=ss-Flächen der Hangendstockwerke. Ihre Pole sind auf einem π-Kreis 346/85 W gegürtelt, der π-Pol ist um fast 90° gegenüber s_1=ss- und B_1-Maximum versetzt. Ihr nicht scharf festzulegender π-Kreis nähert sich bis auf eine geringfügige Abweichung im Einfallen dem π-Kreis von s_2; das Polmaximum von s_1 ist jedoch um 28° nach E gedreht.

Zwischen Rio Bastia (E Cereda-Pass) und Valle dei Molini (Gosaldo) bilden die Albit-Muskowit-Schiefer einen von SW nach N umbiegenden Sattel, in dessen Kern der Schiefergneis von Masòch zutage tritt. Diese Antiklinale, die mit der alpidischen Großachsen-Kulmination zusammenfällt und praevaristisch - kaledonisch oder älter - sein dürfte, weist varistische Faltung mit N-S bis NNW-SSE-Achsen auf. Die s_2-Schieferungsflächen entsprechen im Westabschnitt wechselnd vergenten Falten mit annähernd horizontalem Spiegel, der sich im Ostabschnitt unter die Phyllitserie abzusenken beginnt. Die $s_{metam.}$-Flächen fallen flach nach N ein und liegen auf einen π-Kreis. Die geometrischen Beziehungen zur Faltung sind die gleichen wie diejenigen von s_1=ss innerhalb der Phyllitserie. Über ihre ursprüngliche Raumlage vor der Faltung durch B_1 kann keine Aussage mehr gemacht werden.

Die durch Beobachtung von Restgefügen gerechtfertigte Annahme einer praevaristischen Struktur in vorpaläozischen Gesteinen beseitigt manche Schwierigkeiten und Widersprüche bei der Deutung des Geländebefundes und seiner Zuordnung zum varistischen, bzw. alpidischen Deformationsplan.

4. Diskussion der Ergebnisse

Tektonische Daten aus dem Untersuchungsgebiet sind bislang nur von AGTERBERG (1961, 1964) veröffentlicht worden und beschränken sich ausschließlich auf Kleinfältelungsachsen und Schieferflächen der kristallinen Schiefer.

AGTERBERG (1961, 1964) mit gefügestatistischen Methoden und D'AMICO (1962, 1964b, 1964c) aufgrund petrographischer Untersuchungen kamen zu sehr unterschiedlichen Ansichten über die Reaktion des Metamorphikums auf die tertiäre Orogenese. AGTERBERG (1964) postuliert in seiner gegenüber den unhaltbaren Thesen seiner Dissertation (1961) abgewandelten Interpretation Ausquetschungen und Schichtverdickungen innerhalb der kristallinen Schiefer infolge Einsinkens der starren Riffmassive in den Untergrund, nach W überkippte Falten mit einer Westdrift des Hangenden sowie Rotationen um alpidische E-W-Achsen. D'AMICO hingegen geht von einem starren Verhalten des Sockels aus und nimmt nur großwellige Verbiegungen, Brüche, Flexuren und Verschiebungen ohne intensive Durchbewegung an.

Da die gefügebestimmende Kleinfältelungsachsen und Schieferflächen sowie der Großbau des Metamorphikums als praealpidisch angesehen werden müssen und, soweit es sich um B_1/s_2 handelt, varistisch sind, können für die alpidische Tektonik nur Gefügeelemente in Frage kommen, welche die varistischen Faltenachsen und Schieferflächen

überprägen. Der Vergleich des alpidischen Deformationsplanes der permotriassischen Schichtserie mit diesen, den Altbau überprägenden Gefügeelementen innerhalb des Metamorphikums zeigte, daß sich die alpidische Beanspruchung der kristallinen Schiefer nur in bruchtektonischen Elementen, welche in Mechanik und Richtung den Deformationen des Deckgebirges entsprechen, nachweisen läßt. Abgesehen von störungsbegleitenden Schieferungszonen und Flexuren lokalen Ausmaßes finden sich keine Hinweise auf die von AGTERBERG (1964) konstruierten alpidischen, großräumigen, struktur- und texturprägenden Bewegungsvorgänge in den kristallinen Schiefern. Durch den analytischen Vergleich der Gefügedaten von Permotrias und Metamorphikum dürfte eine Lücke geschlossen sein, welche von AGTERBERG und D'AMICO in der Diskussion ihrer gegensätzlichen Ansichten über die Rolle des kristallinen Sockels während der alpidischen Orogenese zugestanden wird.

Der Großbau der nördlichen Val Sugana-Bruchfaltenzone ist zwar relativ einfach, wird aber durch Kompetenzunterschiede innerhalb des permotriassischen Schichtpaktes im einzelnen unübersichtlich. Bruchtektonik in den kompetenten Platten aus Quarzporphyr, Riff- und Hauptdolomit steht Spezialfaltung der inkompetenten oberpermischen bis anisischen Schichten (Mergelkalke, Mergel, tonige Sandsteine, Tuffe) gegenüber. Diese selektive Tektonik wird noch durch laterale Fazieswechsel auf engstem Raum, so im Anis durch die gegenseitige Vertretung von Mendel-Dolomit und Mergelfazies oder im Ladin durch die Heteropie Riffdolomit und Mergel-Tuff der Wengener Fazies, gesteigert.

Nicht uninteressant ist eine Gegenüberstellung von Luftbild- und Geländedaten ruptureller Gefügeelemente, da die Aussagen der Luftbildinterpretation durch die Geländemessungen kontrolliert werden können. Die Richtungsrosen wurden im Luftbild in Einheiten der Längserstreckung der sichtbaren Lineamente gewonnen, wobei eine Messeinheit gleich 1 cm Länge auf der Karte 1 : 25 000 gesetzt wurde.

Vergleicht man die aus Geländedaten summierten Diagramme (Intervallbreite 5°) mit den Luftbild-Kluftrosen (Intervallbreite 10°), sind die Unterschiede in Richtung und Stärke der Maxima bemerkenswert. Aufgrund des erweiterten Meßbereiches gehen im Südflügel auch Verschiebungsflächen der Hauptdolomit-Kreidemulde in die Diagramme DL 3 und DL 4 (Taf. 3) ein, welche im Gegensatz zur Kluftrose S 1 - S 3 (D 16, Taf. 5) das Bruchfaltensystem außerhalb des Kartierungsbereiches erfassen und bestätigen. Steile Querstörungen und Klüftung massiger Gesteine zeichnen sich deutlich ab; flachliegende dagegen nur dann, wenn Gesteine mit farblichen Kontrasten, die nicht nur durch die Eigenfarbe, sondern auch durch das Material bestimmt werden oder mit Härteunterschieden in Kontakt kommen.

Am deutlichsten ausgeprägt sind die Unterschiede in den Kluftrosen des Metamorphikums (DL 2, Taf. 3; D 25, Taf. 7). Das Luftbilddiagramm enthält Richtungen, die im Aufschlußdiagramm stark unterdrückt sind und im wesentlichen aus alpidischen und varistischen Großverschiebungen bestehen, die sich nur morphologisch abbilden. Die Richtungsverschiebung des Val Sugana-Störungsmaximums zwischen DL 4 und D 20 (Taf. 6) im Abschnitt Sasso Largo-Agordo wird einmal durch den nach E erweiterten Meßbereich mit NNE-Streichen der Hauptschubfläche, zum anderen durch eine Häufung von Sekundärverschiebungen im Hauptdolomit der Cordevole-Schlucht bedingt.

Insgesamt betrachtet repräsentieren die Luftbildmessungen trotz ihrer Simplifizierung die differenzierteren Befunde der Geländediagramme, in denen Gefügeelemente enthalten sind, welche zumindest auf den zur Verfügung stehenden Bildreihen des mittleren Maßstabes 1 : 45 000 der Beobachtung entgehen oder von vornherein nicht zum Ausdruck gelangen. Darüber hinaus jedoch kommen manche Lineamente erst im Luftbild in ihrer tatsächlichen Bedeutung für den Gesamtbau zur Geltung.

Eine Zusammenstellung aller im Gelände gemessenen mineralisierten Klüfte und Gängchen, unterschieden nach dem vorherrschenden Mineral in Klüfte mit Quarz, Siderit (+ Kalkspat und Chalzedon), Pyrit-Kupferkies-Schwerspat,

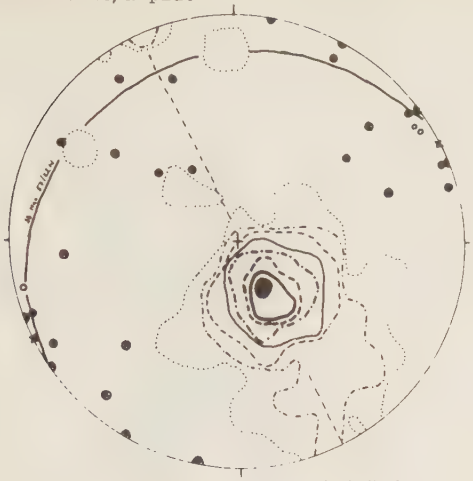
Markasit und Zinnober, ergab keine bevorzugten Richtungen. Die mineralisierten Klüfte fügen sich mit statistischer Verteilung in die Maxima der leeren Klüfte ein und lassen keine Richtungsabhängigkeit eines dieser Minerale erkennen. Für die Mehrzahl dieser Klüfte kann eine Einwanderung des Mineralinhaltes aus dem unmittelbaren Nebengestein nachgewiesen werden.

Nach "Subtraktion" der alpidischen Bewegungen bleiben in den kristallinen Schiefern Fältelungsachsen und s-Flächen übrig, die sich durch alle aufgeschlossenen Stockwerke des Metamorphikums verfolgen lassen, wobei jedoch in den tiefsten Teilen die varistische Schieferung s_2 stark zurücktritt. In den jüngeren Schichtgliedern wurde varistisch ein sedimentäres Parallelgefüge gefaltet und verschiefert, während in den unterlagernden Albit-Muskowit-Schiefern eine nichtsedimentäre, schieferungs- und metamorphosebedingte Mineralbänderung mit reliktischen, vermutlich sedimentären Paralleltexturen, in diese Faltung und teilweise in die Schieferung mit einbezogen wurde. Obwohl die Beziehungen zwischen sedimentärer Schichtung und Schieferung einerseits, bzw. älterer Schieferung und varistischer Überprägung andererseits, im Dünnschliff- und Handstückbereich meist klar zu trennen sind, setzt AGTERBERG (1961, 1964) diese Gefügeelemente gleich. Diesem Vorgehen muß nach meinen Befunden entschieden widersprochen werden.

SCHICHTFLÄCHEN - DIAGRAMME

BEREICHE N1 - N6
SUMMIERT
Permotrias/alpid.

SCHICHTFLÄCHEN
B=b= ⌀ss=π = 64/0



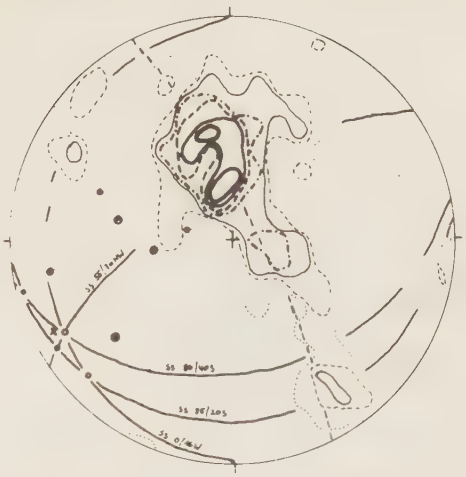
228ss, 22B, 3 ⌀ss

< 1-1-3-5-10-15-
20-25%

D 1

BEREICHE S1 - S3
SUMMIERT
Permotrias/alpid.

SCHICHTFLÄCHEN



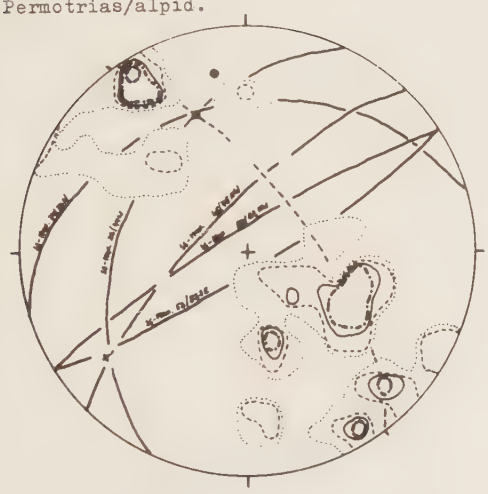
100ss, 6B

1-2-3-5-7-9%

D 2

BEREICHE S4 - S5
SUMMIERT
Permotrias/alpid.

SCHICHTFLÄCHEN



43ss, 2B

<3-3-5-7-10%

D 3

BEREICHE S1 - S5
SUMMIERT
Permotrias/alpid.

SCHICHTFLÄCHEN
B = 46-62/8-18SW

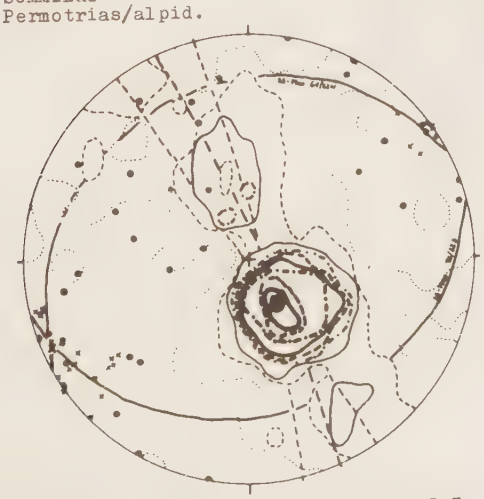
142ss, 8B, 12 ⌀ss

< 1-1-2-3-4-5-7%

D 4

BEREICHE N1-N6, S1-S5
SUMMIERT
Permotrias/alpid.

SCHICHTFLÄCHEN

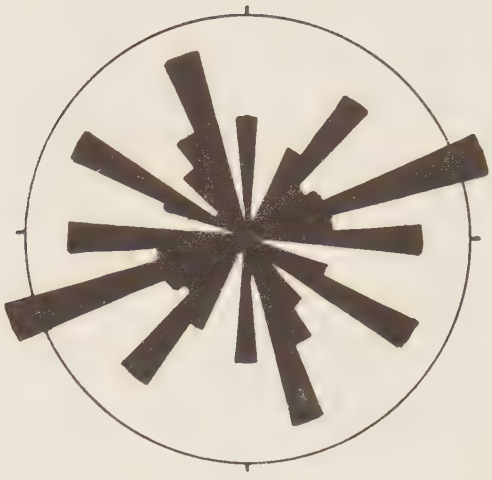


345ss, 29B, 19 ⌀ss

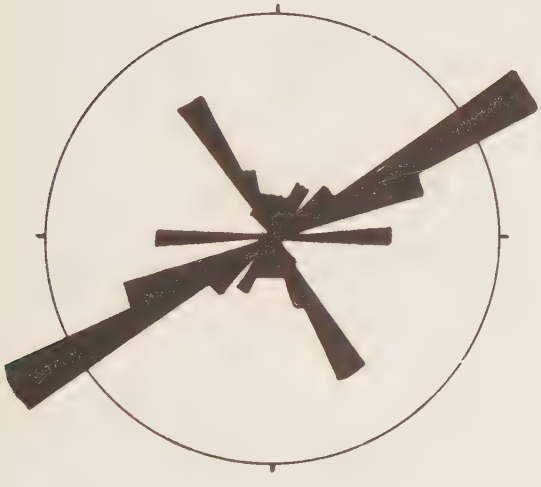
< 1-1-2-3-4-5-7-
10-12-15%

D 5

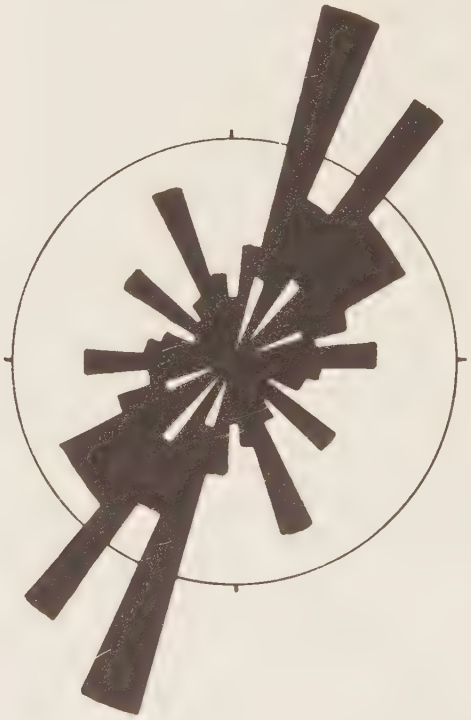
DL 1 Bereich Permotrias / Nordflügel
230 Messeinheiten 1 ME = 1,2 mm



DL 2 Bereich Metamorphikum
129 Messeinheiten 1 ME = 2,0 mm



DL 3 Bereich Permotrias / Südflügel,
Passo Cereda - Sasso Largo
82 Messeinheiten 1 ME = 2,2 mm



DL 4 Bereich Permotrias / Südflügel,
Sasso Largo - Agordo
296 Messeinheiten 1 ME = 1,4 mm

weiß: Val Sugana - Lineament

1 Messeinheit entspricht 1 cm Störungslänge auf der Karte 1 : 25 000

TEKTON. TRENNFLÄCHEN UND SYNOPT. GEFÜGEDATEN: PERMOTRIAS/NORDFLANKE

TAFEL 4

BEREICHE N1 - N6
EINFACH SUMM.
Permotrias/alpid.

KLÜFTE +
KLUFTSCHAREN

1oo2K (118K=S)

<o,5-o,5-1-1,5-2-2,5-3-4%

D 6

BEREICHE N1 - N6
KORRIGIERT SUMM.
Permotrias/alpid.

KLÜFTE +
KLUFTSCHAREN
bez. auf B = 64/0

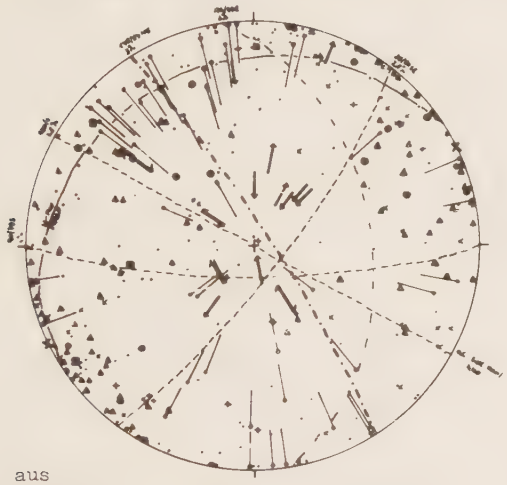
1oo2K (118K=S)

<o,5-o,5-1-1,5-2-2,5-3-4%

D 7

BEREICHE N1 - N6
EINFACH SUMM.
Permotrias/alpid.

SYNOPT. GEFÜGEDAT.

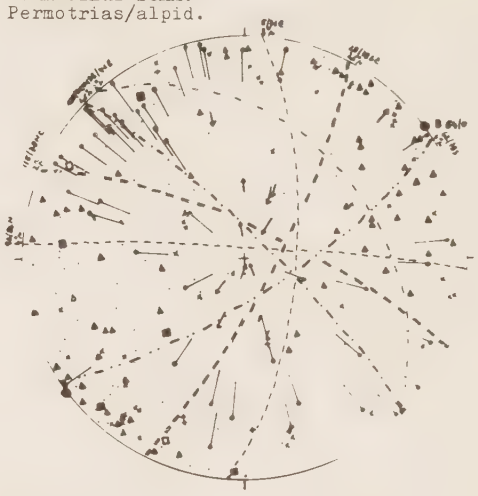


aus
228ss, 22B, 1 π-Pol, 1oo2K (12%K=S),
34Vsch indet., 12Vsch def., 4%H m.,
24H o.Str.

D 8

BEREICHE N1 - N6
KORRIGIERT SUMM.
Permotrias/alpid.

SYNOPT. GEFÜGEDAT.
bez. auf B = 64/0

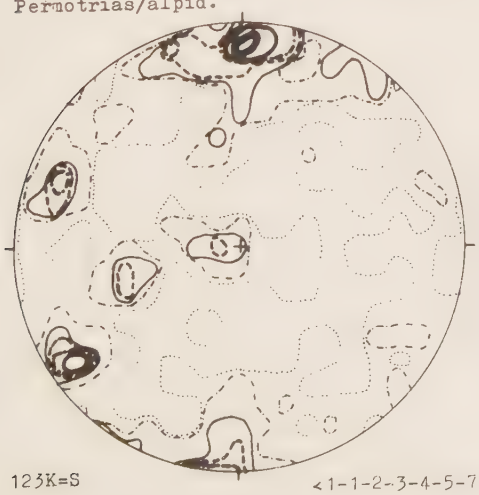


aus
228ss, 22B, 1 π-Pol, 1oo2K (12%K=S),
34Vsch indet., 12Vsch def., 4%H m.,
24H o.Str.

D 9

BEREICHE N1 - N6
SUMMIERT
Permotrias/alpid.

KLUFTSCHAREN



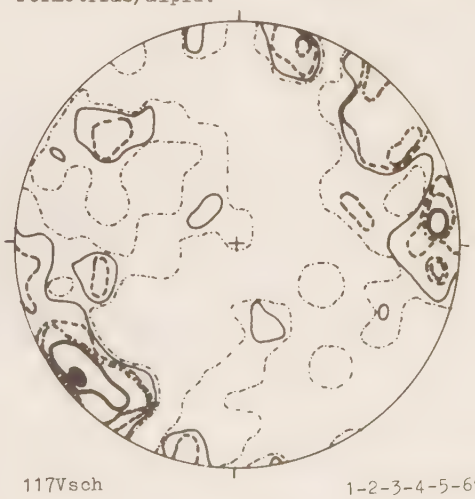
12%K=S

<1-1-2-3-4-5-7%

D 10

BEREICHE N1 - N6
SUMMIERT
Permotrias/alpid.

VERSCHIEBUNGS-
FLÄCHEN



117Vsch

1-2-3-4-5-6%

D 11

BEREICHE S1 - S3
SUMMIERT
Permotrias/alpid.

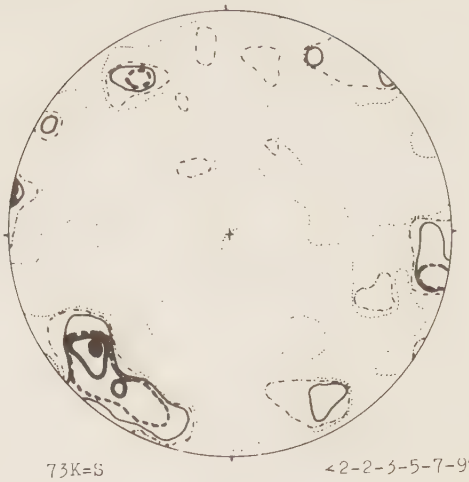
KLÜFTE

217 K <1-1-2-3-4%

D 12

BEREICHE S1 - S3
SUMMIERT
Permotrias/alpid.

KLUFTSCHAREN

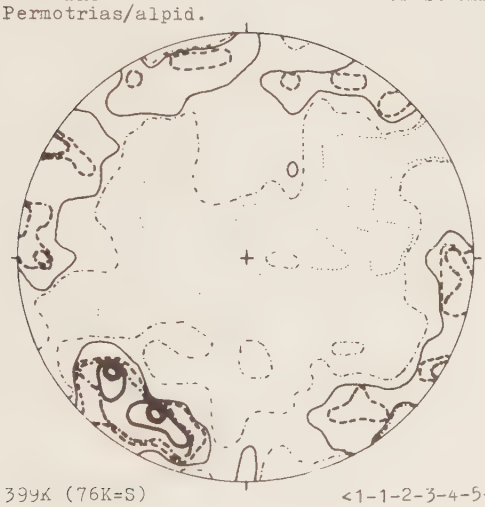


73K=S <2-2-3-5-7-9%

D 13

BEREICHE S1 - S3
SUMMIERT
Permotrias/alpid.

KLÜFTE +
KLUFTSCHAREN



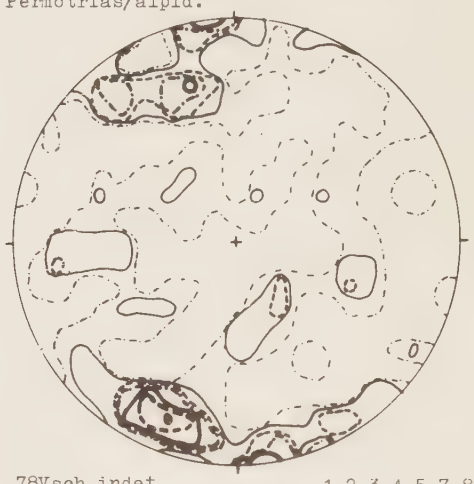
399K (76K=S) <1-1-2-3-4-5-6%

D 14

BEREICHE S1 - S3
SUMMIERT
Permotrias/alpid.

N

VERSCHIEBUNGS-
FLÄCHEN



78Vsch indet.
14Vsch def.

1-2-3-4-5-7-8%

D 15

BEREICHE S1 - S3
SUMMIERT
Permotrias/alpid.

TEKTON. TRENN-
FLÄCHEN

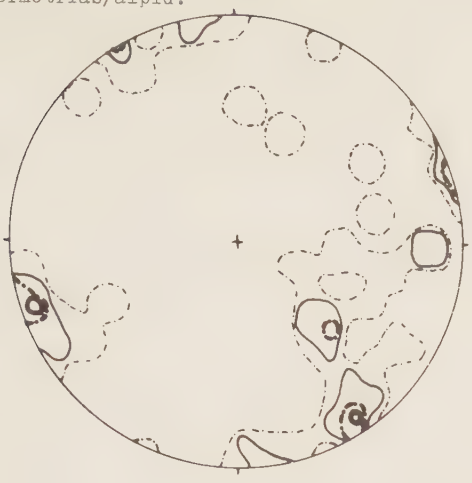
schwarz: 399K + K=S
weiß : 92Vsch + H

1 M = 1,2mm

D 16

BEREICHE S4 - S5
SUMMIERT
Permotrias/alpid.

KLUFTSCHAREN



36K=S

3-5-7-10%

D 17

BEREICHE S4 - S5
SUMMIERT
Permotrias/alpid.

KLÜFTE +
KLUFTSCHAREN

218K (36K=S)

<1-1-2-3-4-5%

D 18

BEREICHE S4 - S5
SUMMIERT
Permotrias/alpid.

VERSCHIEBUNGS-
FLÄCHEN

69 M

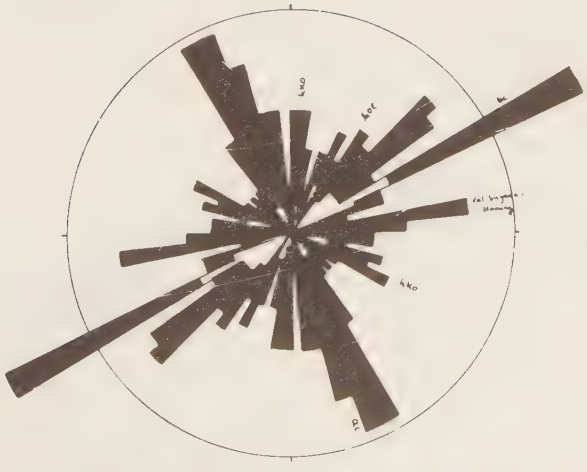
2-3-4-5-7-10%

D 19

BEREICHE S4 - S5
SUMMIERT
Permotrias/alpid.

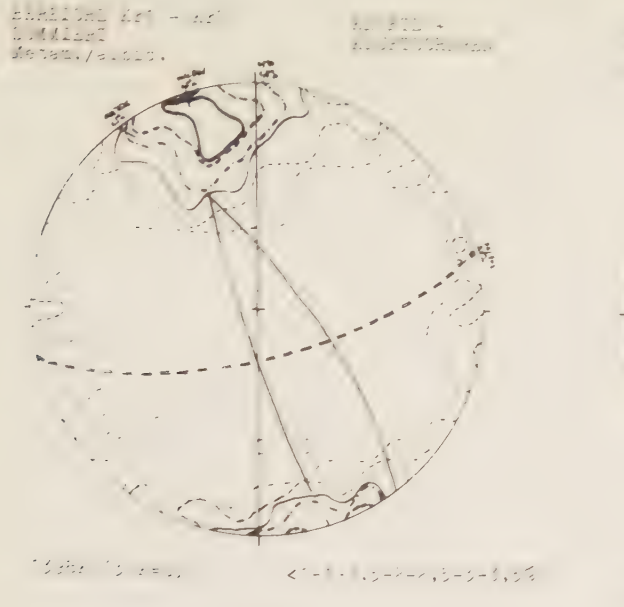
TEKTON. TRENN-
FLÄCHEN

D 20



schwarz: 218K + K=S
weiß : 69Vsch + H

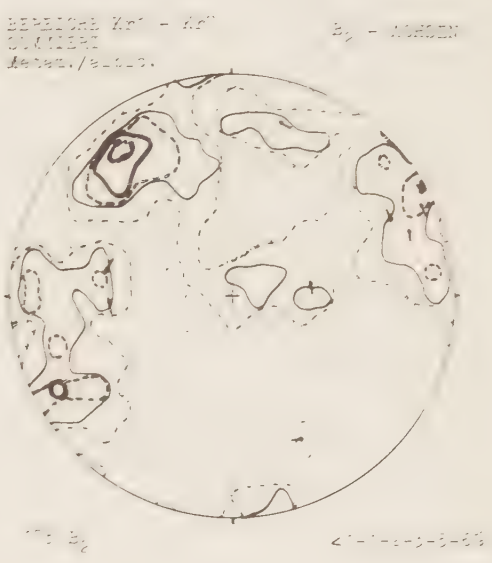
1 M = 1,8mm



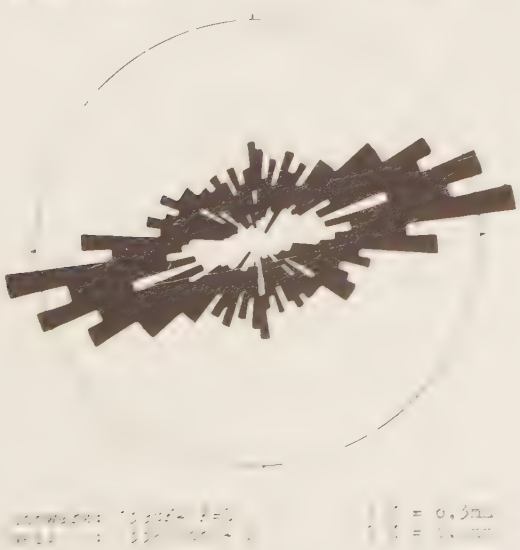
D 21

D 22

D 23



D 24

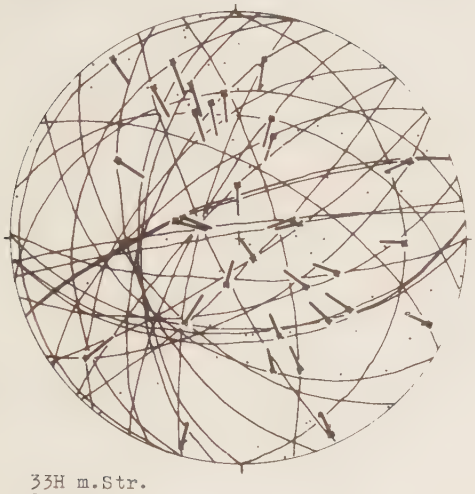


D 25

DEFINIERTE ALPIDISCHE VERSCHIEBUNGSFLÄCHEN IM METAMORPHIKUM

BEREICHE Kr1 - Kr7
SUMMIERT
Metam./alpid.

HARNISCHE

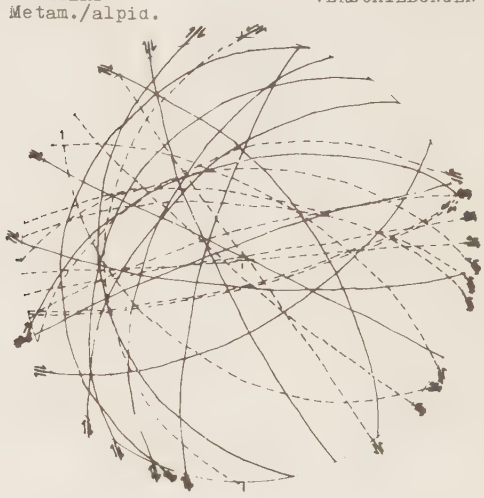


33H m.Str.
24H o.Str.

D 26

BEREICHE Kr1 - Kr7
SUMMIERT
Metam./alpid.

DEF. HORIZONTAL-VERSCHIEBUNGEN

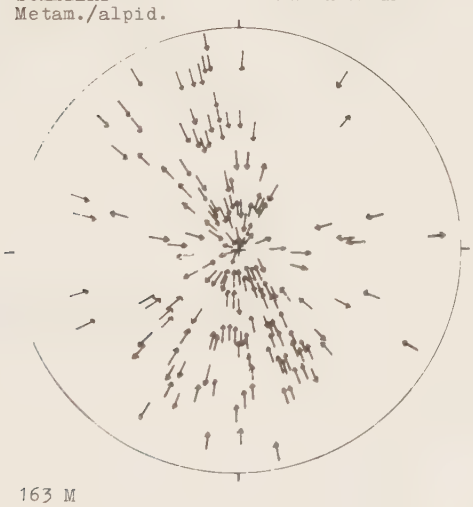


27 M

D 27

BEREICHE Kr1 - Kr7
SUMMIERT
Metam./alpid.

AUF-, ABSCHIEBUNGEN + VERWERFUNGEN

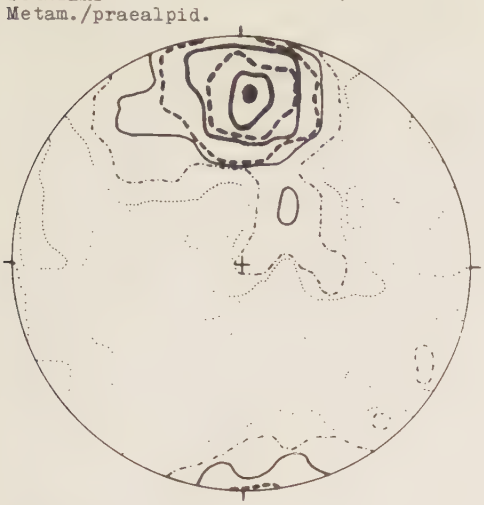


163 M

D 28

BEREICHE A - Z
SUMMIERT
Metam./praealpid.

B_1 - ACHSEN



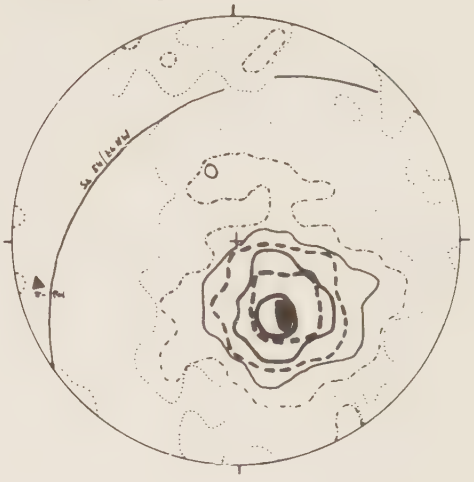
826 M

< o,5-o,5-1-2-3-5-7-1o-12%

D 29

BEREICHE A - Z
SUMMIERT
Metam./praealpid.

s_2 (zu B_1)



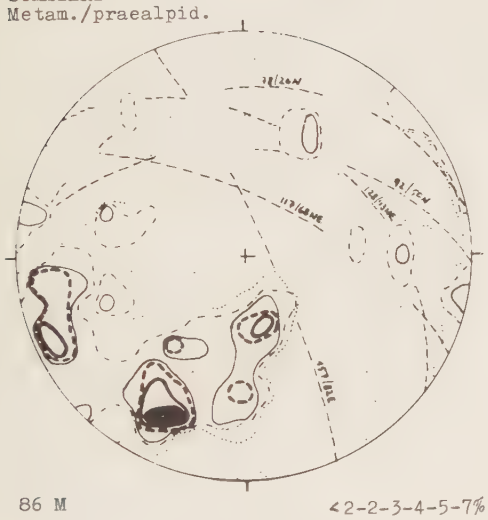
12o5 M

< o,5-o,5-1-2-3-5-7-9-1o%

D 30

BEREICHE A - Z
SUMMIERT
Metam./praealpid.

FALTENSPIEGEL B_1



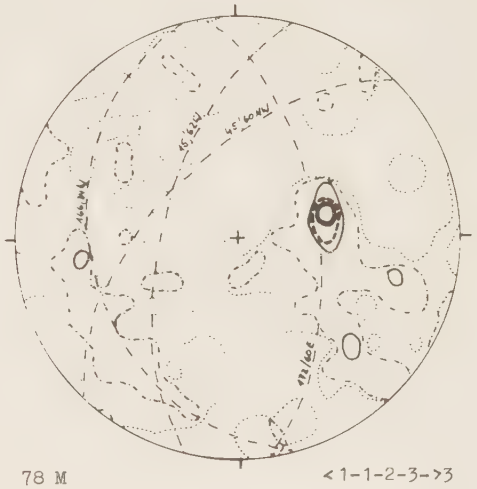
86 M

< 2-2-3-4-5-7%

D 31

PHYLLIT-Serie
Metam./praealpid.

s_1 = ss



78 M

< 1-1-2-3->3

D 32

ALBIT-MUSKOWIT-SCHIEFER
SUMMIERT
Metam./praealpid.

s_1 = Metamorph.-Bänderg.

125 M

<1-1-2-3-5-7-1o%

D 33

D. LAGERSTÄTTEN UND MINERALISATIONEN

Der NE- und SE-Teil des Metamorphikums und des Verbreitungsgebietes permischer Gesteine wird von Mineralisationen unterschiedlicher Genese und Alterstellung betroffen. Die Vererzungen erlaubten jedoch nur an zwei Stellen einen wirtschaftlichen Bergbau, welcher in der Pyrit-Kupferkiesgrube im Val Imperina über Jahrhunderte andauerte und der Zinnobergewinnung in Vallalta eine kurze Blütezeit im 19. Jahrhundert brachte. Zahlreiche andere Unternehmen gingen über das Erkundungs- und Versuchsstadium nicht hinaus.

Durch die freundliche Unterstützung seitens des "Istituto Tecnico Minerari" in Agordo konnte ich in vorliegender Untersuchung Manuskripte und Berichte meist historischen Inhaltes verarbeiten, die bislang nicht zugänglich waren. Dies ist umso dankenswerter, da Gefahr besteht, daß nach dem völligen Erliegen des Bergbaues dieser Gegend ohne Aussicht auf Wiederaufnahme, die Spuren der bergmännischen Tätigkeit, die ohne genaue Kenntnis der topographischen Lage heute schon kaum mehr auffindbar, bzw, ganz zerstört sind, wie so manche mittelalterliche Abbaue des Tales in Vergessenheit geraten. Hinzu kommt, daß die Mehrzahl der Beobachtungen durch private Initiative von Konzessionsinhabern oder Lehrkräften des nichtstaatlichen Institutes für technische Mineralogie in Agordo fixiert wurden, nach deren Ausscheiden die Aufzeichnungen meist unbesehen in den Archiven verschwanden. Einen wesentlichen Beitrag zur Auffindung alter Schürfe und Hinweise auf die Art der Vererzung lieferten Zusammenstellungen anonymer Autoren über die alten Verleihungen aus den Akten der Berggerichte in Vicenza und Padua. Hierdurch war es möglich, einen großen Teil der verstürzten Baue zu lokalisieren und mit Haldenfunden oder direkt aus dem Anstehenden die Vererzung mit dem jeweiligen Nebengestein zu typisieren. Leider beruhen die topographischen Angaben oft auf Lokalitätsnamen, die auf keiner modernen Karte verzeichnet und auch Einheimischen meist nicht mehr bekannt sind. Die mittelalterlichen Belehnungen lauteten in erster Linie auf Cu, Fe, Hg, Pb, Ag und Zn in den Mineralien Kupferkies, Pyrit, Siderit, Zinnober, Fahlerz, silberhaltigem Bleiglanz und Zinkblende.

Die auffallende Reihung dieser Lagerstätten entlang der Val Sugana-Störung wurde bislang von vielen Autoren als Beweis für eine unitaristische tertiäre Hydrothermalvererzung im Rahmen einer "alpidischen Metallogenese" an der Wende Oligozän-Miozän angesehen (u.a. TORNQUIST, 1933; CUCAGNA, 1961; SOC. MIN. VALLALTA, 1964). Für eine derartige Annahme, welche a priori den "deus ex machina" in der oft gewaltsamen Assoziation Granit-Störungszone-hydrothermale Vererzung sucht und auch gefunden zu haben glaubt, fanden sich keinerlei Beweise.

Eine unvoreingenommene Wertung aller Befunde zeigt, daß durch die alpidische Tektonik der vorhandene Stoffbestand in geringem Umfang zwar umgelagert, aber zumindest auf der Val Sugana-Störung selbst keine Zufuhr stattfand. Im gesamten Untersuchungsgebiet beschränken sich mit Ausnahme einer bedeutungslosen Fe-Zufuhr durch ladinische Diatremen im Riffkalk die Mineralisationen ausschließlich auf Metamorphikum und permische Vulkanite, wobei die permokarbonen Basalbildungen steril bleiben. Weiter im W bei Transacqua und Tonadico, im Val Uneda, sind Horizonte der Bellerophonformation und tieferen Werfener Mergel mit Siderit, Baryt, Bleiglanz und Antimonit vererzt. Ein Vergleich mit den schichtgebundenen Vorkommen des Monte Calisio bei Trient und den Sideriterzen von Schiparion im Val Scalve drängt sich auf.

Durch Faltung, Verschuppung und Klüftung der alpidischen Aera werden alle diese vererzten Gesteine mitsamt ihrem Mineralinhalt versetzt oder abgeschnitten. Die triassischen Karbonatgesteine, die mit den älteren mineralisierten Formationen in tektonischen Kontakt treten, bleiben vollkommen steril. Die Paragenesen der nur wenige km auseinanderliegenden Lagerstätten unterscheiden sich sogar in ihrem Gehalt an Spurenelementen so grundlegend, daß eine unitaristische Entstehung auszuschließen ist. Während die HgS-Imprägnation in Vallalta durch lokal begrenzte vulkanische Zufuhr im Perm entstand, ist die Schwarzschieferformation Träger einer diffusen, mancherorts

angereicherten Vererzung auch dort, wo keine Beziehungen zur "erzbringenden Störung" vorliegen. Gerade die erzarmen Partien der Schwarzschiefer zeigen klare synsedimentäre Texturen, die varistisch und alpidisch überprägt worden sind. Auch die diskordanten Siderit-Fahlerzgänge, die in keinem genetischen und zeitlichen Zusammenhang mit den schichtigen $FeCO_3$-$BaSO_4$-PbS-Vorkommen bei Transacqua (österr. Ennewasser), stehen in denen ebenfalls Fahlerz auftritt (MORETTI, 1932), sind praealpidisch, da sie durch Hauptdolomit tektonisch abgeschnitten werden. Sie setzen nirgends ins Perm durch, sind schwach gefaltet und geschiefert und dürften somit spätvaristisch sein.

Die Vererzungen lassen sich drei zeitlich und genetisch verschiedenen Lagerstättentypen zuordnen.

a. Permische, vulkanisch-exhalativeoder -hydrothermale, syn- bis epigenetische Zinnober-Markasit-Vererzung des obersten "Quarzporphyrs", bzw. seiner tuffigen Absätze an der Grenze zu Tonschiefern und Sandsteinen der Grödener Fazies und zur oberpermischen Bellerophon-Formation (Vallalta).

b. Spätvaristische Gänge mit Bournonit, Tetraedrit und Pyrit in sideritisch-ankeritisch-barytischer Gangart in kristallinen Schiefern (Pian delle Loppe, Pian della Stua, Osteria).

c. Syngenetische, sulfidische Vererzung einer altpaläozoischen Schwarzschiefer-Formation mit hauptsächlich Pyrit, zurücktretend Kupferkies und untergeordnet Bleiglanz und Zinkblende (Val Imperina, Miotte, I Vori/Sagron).

Daneben wurden in alpidischen Klüften der Diabase Absätze von Pyrit, Kupferkies, Baryt, Quarz und Fluorit in unbedeutenden Mengen beobachtet. Nicht unerwähnt bleiben soll auch ein sehr begrenztes Vorkommen von Uran in einer Sandsteinlage der Grödener Schichten bei Voltago, das auf 775 m über NN am linken Ufer der Sarzana liegt, an kohlige Substanz gebunden ist und bei der regionalen Prospektion auf Uran durch das C.N.R.N. während der Jahre 1957 - 1962 als Anomalie mit 800 Imp./sec. aufgefallen war, ohne jedoch irgend einen wirtschaftlichen Wert zu besitzen (GIANNOTTI & TEDESCO, 1964).

1. Die Zinnoberlagerstätte von Vallalta

Größte Bedeutung neben der Kupfergewinnung im Val Imperina erlangte der HgS-Bergbau von Vallalta. Die seit 1900 auch unter dem Namen Miniera di Sagron bekannte Grube liegt am Unterlauf der Pezzea, die 4 km talaufwärts am Sasso Largo als Rio delle Moneghe ihren Anfang nimmt und 750 m nördlich der Stollenmundlöcher in den Mis mündet, auf 720 m ü. NN in unmittelbarer Nachbarschaft der Val Sugana-Störung. Die Vererzung betrifft primär permische Vulkanite.

Man erreicht die Lagerstätte ganzjährig von California über Forni di Vallalta oder von Sagron über Marconi in jeweils 30 Min. Die letzten Schürfe wurden durch die SOCIETA MINERARIA VALLALTA mit Sitz in Mailand, einer Tochtergesellschaft der SICEDISON, durchgeführt. Die Lagerstätte scheint bis auf einige ärmere, wegen der außerordentlich hohen Gewinnungskosten unrentablen Partien, erschöpft zu sein. Das Grubengelände wird von Hangrutsch, Vermurung und Bacherosion sehr stark betroffen; das Untertagegebäude ist nur stellenweise über längere Zeit standfest.

1.1 Geschichte und Entwicklung der Grube

Die ersten Notizen über Quecksilberbefunde stammen aus dem Jahre 1600 (MANZONI, 1959). Aus dieser Zeit ist ein Konzessionsinhaber namens BONTEMPELLI überliefert. Vom 29.9.1740 datiert eine Verleihung an den "Nobiluomo Ser Luigi PISANI" der zusammen mit einem anderen venezianischen Patrizier NANI zwei nach ihnen benannte Stollen vortrieb (vgl. Taf. 10). Der älteste nachweisbare Stollen "Nani" setzte nahe dem Pezzea-Ostufer 220 m bachaufwärts vom späteren O'Connor-Mundloch auf 835 m ü. NN in vererzten Eruptiva des "Oberen Komplexes", aus deren Schutt die erste HgS-Indikation stammte, an und verläuft mit einer Länge von 100 m etwa 105° E.

Bei Vergleichen mit der offiziellen topographischen Karte 1 : 25 000 des Istituto Geografico Militare aus dem Jahre 1952 ist zu beachten, daß die Höhenangaben im Lagerstättenbereich bis 50 m zu hoch liegen können.

Als in den Unterbauen dieses Stollens die Wasserhaltung nicht mehr bewältigt werden konnte, wurde 90 m nördlich und 16 m unterhalb des Nani-Mundloches der Pisani-Lösungsstollen in N-S-Richtung und 130 m Länge geschlagen. Das verlesene Erz wurde 8 Stunden weit auf Saumtieren nach Belluno geschafft und von dort nach Murano/Venedig zur Destillation gebracht. Wegen der hohen Transportkosten wurde der Betrieb um 1800 eingestellt. Anfang des 19. Jhdts. nahm der damalige Berginspektor von Agordo, Melchior ZANCHI, die Arbeiten wieder auf. Die ständige Überschwemmungs- und Vermurungsgefahr im hinteren Moneghe-Tal ließ es ratsam erscheinen, mit einem 750m langen Stollen vom Zusammenfluß Mis-Pezzea aus die Lagerstätte 80 m unter dem Pisani-Niveau zu unterfahren. Nach 190 m blieb der Vortrieb wegen finanzieller Schwierigkeiten stehen. In der Folgezeit wurden durch die Familien SCHENA, FUSINA und NOGAROLA aus Agordo und durch einen gewissen BOSIO aus Primör (Fiera di Primiero) Abbauversuche in den verlassenen Pisani- und Nani-Stollen mit geringem Erfolg durchgeführt, ohne jedoch den begonnenen Zanchi-Vortrieb, der bald reiche Erzmittel angetroffen hätte, weiterzuführen. Eine kleine Destillationsanlage und ein Schacht aus dieser Zeit sind spurlos verschwunden.

Im Jahre 1852 begann die SOCIETÀ VENETA MONTANISTICA, im folgenden kurz SVM genannt, mit Studien und rationellen Arbeiten. Am 18. Juli, nachdem die Gesellschaft alle Rechte übernommen hatte, setzte der Bergingenieur und Grubendirektor Josef BAUER den O'Connor-Stollen mit einer Gesamtlänge von 276 m in SE-Richtung an, der am 14. Juli 1854 Reicherz mit reichlich ged. Hg antraf. Mit diesem Ereignis nahm die Grube einen ungeahnten Aufschwung. Mittels der Schielin- (oder Schilling)- Strecke verfolgte man den erzführenden, steil nordfallenden Horizont nach WSW auf 220 m Länge, bog an der Konzessionsgrenze, die der damaligen Grenze Italien-Österreich entsprach, nach S und SE ab und durchfuhr mit 210 m die gesamte Lagerstätte bis zum tektonischen Kontakt mit Hauptdolomit. Durch den fortschreitenden Abbau in die Tiefe sah man sich gezwungen, 300 m nördlich und 28 m unter dem O'Connor-Mundloch den Berti-Lösungsstollen anzusetzen, der in SE-Richtung nach 404 m den Hauptdolomit erreichte. Bei 220 m zweigt ein 275 m langer Querschlag in SSW-Richtung zu den Tiefbauen in der Reicherzlinse des O'Connor-Stollens ab. Anstelle der beiden alten, unrentablen Öfen konstruierte 1857 der neue Direktor TOMÈ eine für die damalige Zeit geniale Anlage, die mit geringsten Verlusten und vollkommen hygienisch arbeitete. In der Nach vom 30. zum 31. Oktober 1860 zerstörten Bergrutsch und Überschwemmung vor Beendigung des Berti-Stollens das tiefer gelegene Grubengebäude, das 44 m unter die O'Connor-Sohle hinabreichte, während die höchste Sohle 33 m darüber lag. Der Zeitverlust von fast einem halben Jahr bedingte einen raschen, räuberischen Abbau zur Ofenbeschickung ohne Prospektionstätigkeit und unter Belüftungs- und Wasserhaltungsschwierigkeiten, zu deren provisorischer Bewältigung der Catullo-Stollen geschlagen wurde. Durch die Fertigstellung des Berti-Stollens am 5.4.1862 konnten die ersoffenen Tiefbaue gesümpft werden. Am 1.10.1862 wurde das Zanchi-Projekt weitergeführt, das am 19.7.1867 35 m unter der Berti-Sohle den Kern der Lagerstätte erreichte. Der insgesamt 748 m lange Stollen diente in der Folgezeit zum sicheren Materialtransport von der Grube zur Verhüttung, die alsbald zu einer Modellanlage u.a. auch für Idria ausgebaut wurde. Durch neuerliche Naturkatastrophen ging die Produktion stark zurück. Am 17.4.1869 ging die Grube wegen finanzieller Schwierigkeiten der SVM für 15 Jahre mit folgenden Auflagen an die Familie DE MANZONI in Pacht: bis zu einer jährlichen Gesamtproduktion von 1 500 Fässern (á 56 kg = 44 000 kg) Verkauf um 230 Goldlire je Fass an die SVM, was darüber ging, im freien Handel unter Zahlung von 25, bzw. bei mehr als 1000 Fässern freier Produktion von 30 Lire Pachtgebühr pro Fass an die Gesellschaft. Gearbeitet wurde 1869 nur auf den Sohlen Manzoni, Gasperini und Tomè (50 m unter Zanchi-Sohle). Durch die Pachtbedingungen wurde ein Raubbau zwangsläufig gefördert. Seit der Übernahme durch DE MANZONI fehlen detaillierte Pläne und Angaben, was 1962 zum unverhofften Anfahren eines unbekannten Baues und plötzlichem Wassereinbruch führte. Aus dieser Epoche datieren der

160 m lange Mulazzani-Stollen, der die alten, höher gelegenen Sohlen und den Erzhorizont vom O'Connor-Stollen aus der Länge nach auffährt und in den Nani-Stollen an dessen Mundloch mündet, sowie einige Belüftungs- und Verbindungsschächte. Ein 300 m langer Stollen (Galleria Petich) auf der Comello-Sohle 45 m unterhalb O'Connor und eine 100 m lange Strecke (Gall. Kunkler) 66 m unter O'Connor dienten dem Transport innerhalb der Grube. Ein einziger Plan aus dem Jahre 1877 berichtet über Arbeiten zwischen O'Connor- und Zanchi-Niveau. Der Berti-Stollen scheint bereits verstürzt gewesen zu sein. Erschöpfung der bekannten Erzmittel (Dokument des Bergbauamtes von 1873), mangelnde Investitionen, primitive Förderanlagen und die Weltmarktslage zwangen zur Stillegung der Grube im Jahre 1879, dem letzten Produktionsjahr von Vallalta.

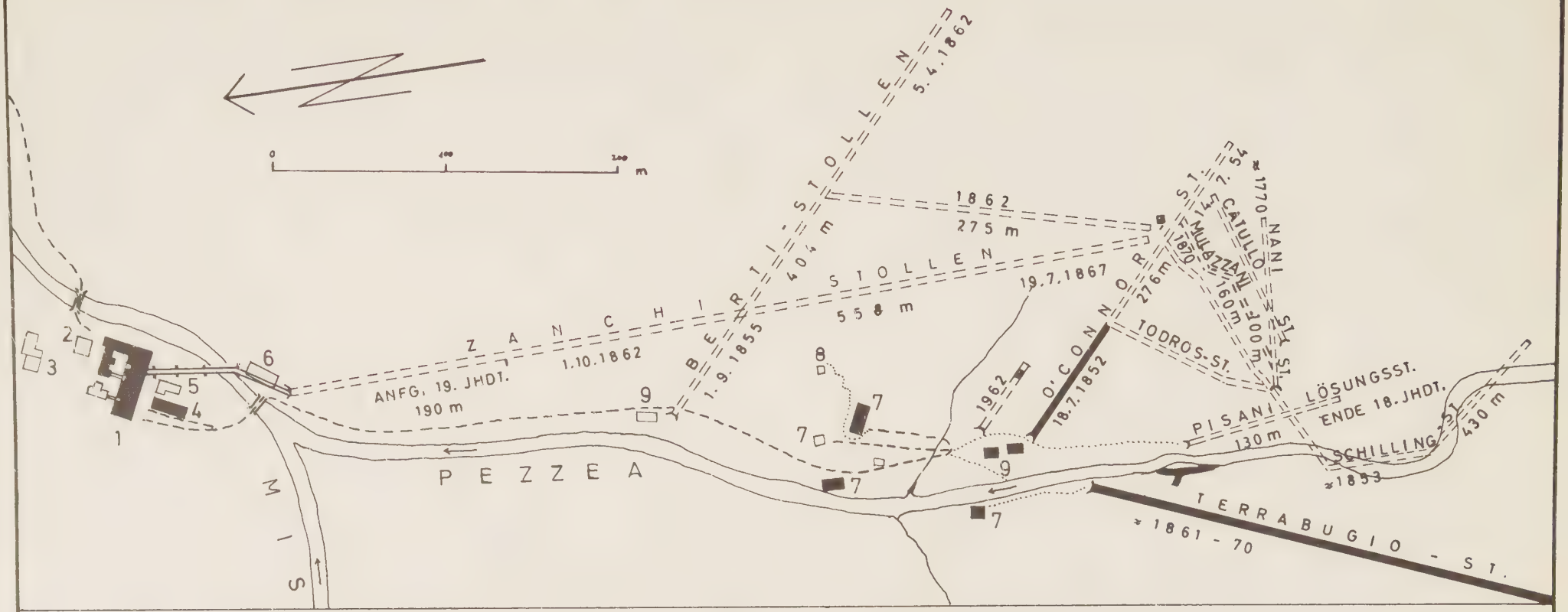
Auf österreichischer Seite hatte eine Gesellschaft aus Primör, ermutigt durch die reichen Erzfunde der SVM, mit dem Vortrieb des Terrabugio-Stollens begonnen, der 1870 schließlich, nachdem er nur geringe Mineralisationen durchfahren hatte, verlassen wurde. Als die SVM 1895 in Konkurs ging, versuchte der Liquidator SMERZI eine Wiedergewältigung der O'Connor-Sohle. Eine Schurferlaubnis auf dem Westufer der Pezza wurde vom österreichischen Bergamt verweigert. 2 Jahre später kam die Grube durch gerichtliche Versteigerung an die SOCIETÀ LAMPRONTI & LUZZATO, in deren Auftrag die Wiener Firma BLOCK zwischen 1901 und 1903 die O'Connor-Sohle und den Terrabugio-Stollen reaktivierte. In einem Manuskript vom 27.2.1914 berichtet der Distriktingenieur von Padua, OREGLIA, über den damaligen Zustand der Grube, daß die alten Baue restlos verstürzt sind, der Berti-Stollen unzugänglich sei und außer dem Terrabugio-Stollen nur noch der O'Connor-Stollen bis zur Abzweigung Todros-Stollen und dieser selbst gangbar seien. Der 1905 wiedergeöffnete Zanchi-Vortrieb kam nach 100 m vor einem Niederbruch zum Stehen.

Ursprünglich besaß die SVM 2 große Felder auf Zeit, eines durch Lizenz seit 1852, das andere von einem gewissen FUSINA seit 1854, dem es 1841 zugeteilt worden war. Durch Österreichisches Gesetz von 1854 erfolgte zuerst eine Bestätigung, im Oktober 1859 eine Umwandlung in Dauerrecht für ein Mineralfeld von 4,5 ha und ein 6 ha großes dreieckiges Feld mit dem Pezzea-Bach als Längsseite. Diese Konzession schloß jedoch nur einen Teil der ehemaligen Verleihung auf Zeit ein; der Rest ist 1904 verfallen (Teile der Gallerie Zanchi und Berti). Hier durften nur Erschließungsarbeiten, aber kein Abbau mehr stattfinden.

Vorrats- und Gewinnberechnungen durch OREGLIA (1914) waren so optimistisch, daß 1920 die SOC. MINERARIA DEL MT. AMIATA eine vorsichtige Gewältigung unternahm. Da sich die Hoffnungen auf neue Funde nicht bestätigten, wurden die Konzessionen 1923 zurückgegeben. Das Gelände wurde "campo libero" und die Anlagen verfielen endgültig. 1956, nach verschiedenen unbedeutenden Schurfen kleiner Unternehmen, erwarb die SOC. MIN. VALLALTA/SICEDISON alle Rechte und öffnete 1958 mit 30 Arbeitern die Stollen Terrabugio, O'Connor, Todros, sowie zahlreiche jüngere Einbaue. Etwa 40 m nördlich des O'Connor-Mundloches und 6.60 m tiefer wurde ein 65 m langer Vortrieb angesetzt, von dem ein 151 m tiefer Schacht 25 m unter die der Gesellschaft als tiefste bekannte Tomè-Sohle abgeteuft wurde. Von dieser Vallalta-Sohle auf 576 m unterfuhr ein 100 m langer Stollen einen Teil der Lagerstätte, in welchem man jedoch nur einen schmalen Streifen vererzten Tuffes antraf. Vermutlich war der Schurf zu weit am NE-Rande angesetzt. Ein Wassereinbruch mit tödlichem Ausgang veranlaßte die Gesellschaft trotz nicht ganz hoffnungsloser Ergebnisse, die Arbeit 1962 einzustellen und die Konzession 1963 zurückzugeben.

1966 waren die Anlagen übertage verfallen oder ganz verschwunden, der neue Vortrieb bereits am Eingang verstürzt. Das Mundloch der Galleria Zanchi am Mis war noch durch seine Fassungsmauern sichtbar, aber ebenfalls eingestürzt; Pisani- und Nani-Stollen waren nicht mehr auffindbar, Catullo- und Berti-Stollen durch Arbeitsspuren und Quellaustritte noch lokalisierbar. Nach Beseitigung der Verschlüsse und Entwässerung erwies sich der O'Connor-Stollen bis zur Abzweigung Todros, der Terrabugio-Stollen mit geringen Verbrüchen bis über die Galleria Block

DIE HgS-GRUBE VON VALLALTA (SAGRON)



LEGENDE

HAUPTSTOLLEN
- VERSTÜRZT
- 1966 BEGEHBAR

ÜBERTAGE-ANLAGEN
- SICHTBAR
- OHNE ÜBERRESTE

SCHACHT

1 OFEN-ANLAGEN
2 HAMMERSCHMIEDE
3 ZIEGELEI, ZIMMEREI
4 BRENNSTOFFLAGER
5 Hg-GEWINN. AUS RÜCKSTÄNDEN
6 HANDVERLESUNG
7 WOHNGEBÄUDE
8 PULVER-MAGAZIN
9 BARACKEN

Pellerey, 1968

TAFEL 10

hinaus und weiter zum 1. Querschlag trotz Einsturzgefahr und zunehmendem Sauerstoffmangel noch als befahrbar Das restliche Grubengebäude war verstürzt oder ersoffen.

Die beigegebenen Grubenkarten, Profile und Produktionszahlen sind aus Plänen und Beschreibungen von TRINKER (1858), RATH (1864), TARAMELLI (1883), G. A. DE MANZONI (1871), OREGLIA (1914), SQUARZINA (1959, 1963), G. DE MANZONI (1959), MORETTI (1931) und SMV (1964) und eigenen Beobachtungen zusammengestellt.

1.11 Tabellarische Übersicht der Produktion

Die statistischen Zahlen des Ministero dell'Agricoltura von 1881 für den Erlös liegen sicher zu tief, da Tomè in einer anderen Statistik für 1863 (OREGLIA, 1914) einen Verkaufswert von 6 Goldlire pro kg angibt. Die durchschnittliche Monatsproduktion 1863 von 400 t mit 0,55 % Hg und einem Ausbringungsverlust von 15 % war mit 7657 Lire belastet, wovon die Hälfte auf den Abbau entfiel. Bei einer Monatsproduktion von 1870 kg Hg lagen die Gestehungskosten bei rund 4,1 Lire, was einem zu versteuernden Gewinn von 1,9 Lire pro kg entsprach (31 %). Vermutlich sind in der staatlichen Statistik des Erlöses Abschreibungen und Kapitaldienst berücksichtigt, da sich trotz stabiler Preise die Wechselfälle der Grube, Schäden und Investitionen zu Buche schlagen.

Die Entlohnung der Hauer für Untertagearbeit war nach MANZONI (1871) mit 1.20 Lire als unterer Grenze festgesetzt, zu denen noch ein Akkordzuschlag kam. Man förderte in 3 Schichten á 8 Stunden. Gewonnen wurden Erze mit 0,2 - 75 % Hg; die handverlesene Ofenbeschickung hatte einen Durchschnittsgehalt von 0,55 %. Die Verluste von 8 - 15 % lagen weit unter denen anderer Betriebe, die bis 40 % ansteigen konnten. Zur gleichen Zeit (1870) wurden in Idria, das am Beispiel von Vallalta lernte, Erze mit weniger als 1 % verworfen; in Almaden unter 2 %, in Californien sogar zeitweise mit weniger als 4 %.

1.2 Geologie

Die Lagerstätte liegt am nordöstlichen Ende des Südflügels der Antiklinale Passo Cereda-Sasso Largo, der von der NE-streichenden Val Sugana-Störung ausgedünnt und unter Verschuppung und Überkippung schließlich abgeschnitten wird. Die Schichtfolge vom altpaläozoischen Phyllit über permokarbone Basalbildungen und permische Eruptiva bis zur Bellerophonformation, weiter im W bis zu den skythischen Werfener Schichten, bleibt, abgesehen von kleintektonischen Komplikationen, jedoch voll erhalten.

Die steilgestellten, NE-streichenden, gelben und rötlichen Basalbildungen sind hier in anormaler Mächtigkeit entwickelt. Darunter folgen unter Ausfall der basischen Eruptiva direkt die stratigraphisch hangenden, überkippten und steil nordfallenden Vulkanite des "Oberen Komplexes". Einen mächtigen Anteil dieser verschuppten Serie stellen im SE der Grube saure, graue bis grünstichige, ignimbritähnliche Ejektiva, die nur hier auftreten und unter der Bezeichnung "Sonderfazies von Vallalta" zusammengefaßt wurden,dar (vgl. Kap. B 2.22). Im Profil des Terrabugio-Stollen erscheinen über den Vulkaniten jüngere, weinrote, geringmächtige Lettenschiefer der Grödener Schichten und dunkelgraue, bituminöse, kieselige Mergel der Bellerophonformation mit einer etwa 20 m mächtigen Zone aus weißem Gekrösegips mit dünnen Tonzwischenlagen. In Richtung auf die übertage steil nordfallende, sich untertage verflachende Hauptstörung schließt sich ein gepreßter, flach NE-tauchender Spezialsattel aus Vulkaniten und Bellerophonschichten an, die scharf und mit angeglichenem Einfallen an den Hauptdolomit der Störung stoßen. Die oberpermische Gesteinsfolge ist innerhalb der Grube intensiv beansprucht und verquetscht, während sie im Anstehenden des Valle delle Moneghe mit zunehmender Entfernung nach W weit weniger gestört vorliegt. Im Bachbett der Pezzea, dicht neben der glattflächigen Hauptverschiebung, fand ich eingekeilte basale Grödener Schichten und linsenförmige, verwalzte Reste einer graugrünen Kristallinbrekzie ähnlich den Basalbildungen. Die Frage, ob es sich hierbei um "Verrucano", Grödener Konglomerat oder verschlepptes Metamorphikum handelt, muß offen bleiben.

Produktionsstatistik der Grube Vallalta 1856 - 1879 und Vergleich mit der Hg-Gewinnung in Toscana, Idria und Almaden

	Jahresproduktion in kg Hg		Wert in Goldlire	Arbeiter	Erlös pro kg	kg/Arb.		Toscana Grube Siele kg (+++	Idria (+++ kg	Almaden (+++ kg	London. Not f. 34,5 kg in Pf. Sterlg.
1740 - 1855	unbekannt		-	-	-	-	wiederholte Abbauversuche				
1856	533 (+		(2265)	-	(4,25)	-	Soc. Veneta M.				
1857	20075	(RATH, 1864: 18000 kg)	(85319)	-	(4,25)	-	Inbetriebnahme d. neuen Öfen				
1858	40992		(174216)	-	(4,25)	-					
1859	26544		(112812)	-	(4,25)						
1860	31584	30296 (++	128578	313	4,25	97	Vermurung u. Überschwemmung	4000	166000	842000	7
1861	20720	20048	82041	271	4,09	74		4000	225000	842000	7
1862	29288	22680	89651	172	3,95	93		4000	162000	842000	7
1863	16800	18256	72148	152	3,96	120		4000	203000	842000	7
1864	22400	22400	84968	166	3,80	135		4000	243000	842000	7
1865	22960	22960	92960	191	4,10	120		4000	169000	1057000	9 - 7/10
1866	17080	17080	68320	200	4,00	85		3000	184000	1057000	8 - 7/17/6
1867	9968	9968	39872	107	4,00	93		5000	260000	1057000	8 - 6/17/6
1868	12768	12768	51072	148	4,01	86		5000	285000	1057000	7 - 6/16
1869	18368	18368	80819	144	4,40	128	Übernahme durch DE MANZONI	6000	317000	1057000	6/17 - 6/16
1870	34776	31192	124768	193	4,00	162		16000	371000	846000	6/17 - 6/16
1871	-	16098	62780	128	3,90	125		20000	376000	846000	10 - 6/16
1872	-	6720	26208	98	3,90	69		21000	383000	846000	12 - 9
1873	-	5900	23010	93	3,90	63		25000	377000	846000	13 - 10
1874	-	1680	6900	77	4,10	22		30000	372000	846000	20 - 12/10
1875	-	2184	8970	77	4,10	28		Siele + Solforata 80000	370000	1436000	26 - 19
1876	-	1960	8055	81	4,10	24		97000	372000	1436000	24 - 9/17/6
1877	-	5040	25200	91	5,00	55		106000	380000	1436000	12 - 7/17/6
1878	-	3080	12320	98	4,00	31		121000	359000	1436000	9/10 - 7/ 2/6
1879	-	2464	9856	56	4,00	44	Aufgabe	130000	426000	1437000	7/ 5 - 6/ 7/6
(15 J.)	324856	271142						689000	5999000	29006000	
+	45126 + 87644 (1856-59)										
	369982	358786	1473088								

(+ DE MANZONI, 1871

(++ Statistik 1881 des Ministero dell'Agricoltura

(+++ ROSENLECHER, 1895

Wert d. Hg-Produktion 1860 - 1879 nach Londoner Notierung im Herbst 1967 in DM:

Toscana:	43 035 000	
Idria:	374 700 000	
Almaden:	1 811 715 000	
Vallalta:	22 500 000	(1856 - 1879)

Die tektonischen Komplikationen in der Grube dürften durch Stauchung im deutlichen Knick zu flacherem N-Fallen, die intensive Verschuppung im NE-Bereich der Lagerstätte zusätzlich durch das Einschwenken der Störungsfläche nach NNE bedingt sein.

Das Profil des O'Connor-Stollens gibt ein entsprechendes Bild. Schichtgrenzen und tektonische Strukturen biegen hier ins NNE-Streichen der Störung ein.

RATH (1864) teilt folgendes Detailprofil aus dem O'Connor-Stollen ab Mundloch mit (in Klammer Interpretation aufgrund meiner eigenen Untersuchungen):

75 m	unvollkommen schieferiges Konglomerat mit roter, spärlicher Grundmasse und Stücken von Talkschiefern und Quarzit (= permokarbone Basalbildungen)
2 m	gelblicher Talkquarzit mit Quarzschnüren
3 m	"Porphyrsandstein" (arenaria schistosa porfirica) (= Tuff)
24 m	roter Quarzporphyr (= "Oberer Komplex")
14 m	"Phorphyrsandstein" (= Tuff)
1,5 m	bräunlichroter Sandstein mit zersetztem Glimmer und gerundeten Quarzen (= Grödener Schichten)
4 m	graphitischer Tonschiefer (= Bellerophon-Formation?)
72 m	Talkschiefer mit dünnen Tonschieferlagen mit HgS-Spuren. Nach Durchquerung einer zweiten Graphitschieferzone - auf einem Grubenplan der SMV sind hier noch geringmächtige rote Sandsteine = Grödener Fazies eingeschaltet - folgen
29 m	reicherzführendes Konglomerat mit kalkiger Grundmasse, 76° NW-fallend, der "amasso metallifero". An der Grenze zum Graphitschiefer ged. Hg. Derber Zinnober kann die vorherrschende Grundmasse bilden, die Gips-, Kalkspat- und Quarzkörner enthält und Hellglimmer führt. Kleine Pyritkristalle liegen oft in großer Zahl im HgS (= heißer vulkanischer Absatz des "Oberen Komplexes)
2 m	roter Glimmersandstein (= Grödener Schichten) und schwarze Graphitschiefer (= Bell.-Formation?)
47 m	Talkschiefer mit HgS-Spuren (= Bell.-Formation?)

Die sogenannten Graphitschiefer, die im unzugänglichen NE-Teil der Grube zusammen mit "Talkschiefern" auftreten und als präpermisch (SMV, 1964) eingestuft wurden, erwiesen sich im Terrabugio- und Block-Stollen nicht als Metamorphikum, sondern als oberpermische Salinarfazies der Bellerophon-Formation mit eingeschmierten Tonschiefern der roten Grödener Schichten. Fazies und stratigraphische Abfolge entsprechen einschließlich des Gipskomplexes der ungestörten Schichtfolge in der permotriassischen Kristallinumrahmung des Arbeitsgebietes. Außer einer intensiven alpidischen Durchbewegung fanden sich im Schliff keine Anzeichen eines varistischen Deformationsplanes. Schnitte von typisch permischen Foraminiferen und Algen dürften alle Zweifel an einem oberpermischen Alter dieser Gesteine beseitigen.

MOJSISOVICS (1879) und RZEHAK (1905) bezeichneten diese eigentümlichen, dunklen, zerriebenen und in nassem Zustand plastisch-schmierigen Gesteine als "Gangtonschiefer" oder Kluftletten.

Ob und in welchem Umfang tatsächlich kristalline Schiefer als verwalzte Schuppen auftreten, kann nicht mehr nachgeprüft werden. "Talkschiefer und Quarzite", die vielleicht am ehesten noch hierher zu rechnen wären, hatten jedoch für den Bergmann kaum Bedeutung. Es darf als sicher angenommen werden, daß die auf den Grubenkarten (RATH, 1864; TARAMELLI, 1883; MANZONI, 1871; SMV, 1962; 1964) als "Graphitschiefer" und "rote Sandsteine" dargestellten Schichtglieder auch dort, wo eine direkte Kontrolle nicht mehr möglich ist, oberpermisch sind. Ihre konstante Lage im Hangenden der Vulkanite, die auch in kompliziert gebauten Falten und Schuppen nicht verrückt wird, rechtfertigt diesen Schluß.

1.3 Vererzung

Aus alten Karten und Berichten geht hervor, daß die Zinnobervererzung zwar verschiedenartige Gesteine - Vulkanite, Sandsteine, Mergel und Tonschiefer - betrifft, stets aber in unmittelbarem Zusammenhang mit den jüngsten Tuffen und Ergüssen der "Sonderfazies von Vallalta" auftritt. Die reichsten Erzmittel liegen im Tuff und an seiner Hangend-

grenze, während die Hauptmasse des Nebengesteins steril bleibt. Sekundäre Wanderung und Konzentration von Zinnober und teilweise Gips verschleiern mancherorts diese klare Beziehung. Sowohl TRINKER (1858) als auch RATH (1864) beschreiben das Vorkommen bezeichnenderweise als Lager, RZEHAK (1905) als "typisches Imprägnationslager" durch Thermalwässer, wobei er ausdrücklich auf die Gesteinsveränderungen hinweist.

Nach RATH (1864, S. 131) erscheint der Zinnober in einem "Conglomerat mit talkiger Grundmasse, welche gerundete Körner vonGyps, Kalkspat und Quarz umschließt"; nach TRINKER (1858) , dessen O'Connor-Profil in den Mächtigkeitsangaben differiert und weniger exakt als das von RATH ist, in "Porphyr und Sandstein". MANZONI (1871, S. 6) bemerkt, daß mit dem Auskeilen der "schwarzen Tonschiefer" gleichzeitig eine Erzverarmung eintritt, was sicherlich auf tektonischen Beschnitt, von dem auch die reicheren obersten Partien der Vulkanite betroffen wurden, zurückzuführen ist. Neben Zinnober und ged. Hg enthalten der "Porphyr" und "le roccie matamorfiche nelle quali predomina la argilla" Pyrit, Quarz, Gips, Kalkspat, Glimmer und Chlorit. Von der Richtigkeit der Beobachtung der SMV (1964, S. 388), daß die Vererzung dem Schichtstreichen und -fallen folgt, konnte ich mich im Block-Stollen überzeugen, wo alte, 35° N-fallende Schrägstollen der tektonisch überprägten Schichtgrenze zwischen Tuffen und oberpermischen Mergeltonen nachgehen (ss = 80/35 N - 65/75 N, Harnische 230/35 N, Striemung 20 E).

In den während der Beschürfung der Grube in den Jahren 1958 - 62 gewonnenen Schichtprofilen werden die roten, schieferigen Sandsteine und die "arenaria porfirica" (in Übers.: Quarzglimmer-Sandsteine, kompakt, reich an Porphyr- oder Porphyriteinschlüssen, porphyritisch oder talkig-phyllitisch, bräunlich bis grüngrau mit unregelmäßiger Schiefertextur; damit eng verknüpft Einschaltungen mit porphyritischer Grundmasse und grünliche Porphyrtuffe) ins Perm gestellt, während die oberpermischen, gipsführenden Tonmergel als altpaläozoisch eingestuft werden. Eine Verwechslung oder Gleichsetzung zeitlich und faziell sehr unterschiedlicher Gesteine durch eine flüchtige Handstückuntersuchung und mit gutem Glauben, wie es offenbar hier geschah, wird verständlich, wenn man sieht, wie stark sie chemisch und mechanisch in uniformierender Weise umgewandelt worden sind.

Im folgenden sollen in geraffter Form die wesentlichen Schichtglieder mit ihren charakteristischen Zügen und Umwandlungserscheinungen, soweit sie von den im stratigraphischen Teil beschriebenen allgemein gültigen Merkmalen abweichen, dargestellt werden.

a. Tonschiefer und Mergel der Bellerophon-Formation

Schwärzlicher, kalkarmer Pelit mit Schnüren und Gängchen aus feinfilzigem, mobilisiertem Gips, der im Hangenden eine bis 20 m Mächtigkeit aufgeschlossene Gips-Mergel-Zone bildet. Bereichsweise reichliche, kalzitisierte Mikrofauna, daneben unbestimmbarer Schalendetritus und massenhaft winzige Quarzklastika; stets gepreßt und durchwalkt unter Ausbildung bituminös-toniger Harnische und Drucksuturen, Sammelkristallisation zu Kalzitpflaster. Zinnober wurde nur auf Rissen und Klüftchen, oft zusammen mit Gips, beobachtet. Entlang Scherklüften wanderte das Pigment als gezackte Front aus; die hierzu parallel ausgebildete Schieferung des dichten Mergels wird durch Kalzitkristallisation in Palisadenstellung senkrecht zu s und durch eingewanderten Fasergips unterstrichen.

Am tektonischen Kontakt zu Vulkaniten entstanden Schieferletten mit eingepreßtem korrodiertem Quarz, porphyrischer Glasmasse, Gips, Mergelschlieren und Bitumenkonzentrationen. Im bergfeuchten Zustand sind diese Gesteine schwarz, glänzend harnischgebuckelt und seifig.

b. Rote Tonschiefer und Sandsteine der Grödener Fazies

Weinrote bis violette, gepreßte Tonschiefer mit zuweilen reichlicher, unsortierter Quarzeinstreuung bis mm-Größe. Grundmasse pelitisch, durch diffus verteiltes Fe-Oxyd intensiv braunrot pigmentiert. Auf Klüften rötlicher Gips in geometrischer, geflochtener Durchwachsung innerhalb von Kristallüberindividuen. Die Grundmasse von Sandsteinen mit höherem Anteil vulkanischer Komponenten ist serizitisiert oder in eine kaolinähnliche Substanz umgewandelt.

Vielleicht sind die "altpaläozoischen Talkschiefer" der Literatur auf eine derartige Umwandlung zurückzuführen und somit nichts anderes als permische Gesteine. Kalzit kann in unterschiedlicher Menge als verdrängendes, spätiges Mobilisat erscheinen.

c. Biotit-Quarz-Porphyr und Vulkanoklastika

Sie sind an Störungen zerrieben, verschiefert und zersetzt. Zufuhr von Ankerit, Kalzitbildung, Kaolinisierung der Grundmasse und Plagioklase, Serizitisierung, Einwanderung von Gips können die ursprünglichen Eigenschaften bis zur Unkenntlichkeit verwischen. Meist jedoch lassen Pseudomorphosen nach geknitterten Biotiten mit Eisenhydroxydabscheidungen, buchtige, zertrümmerte Quarze oder kaum angegriffene Orthoklase den vulkanogenen Charakter des Ausgangsgesteines erkennen.

Schliffe durch Detailprofile an einer größeren Verschiebungsfläche, die in Bezug auf HgS-Vererzung steril war, zeigten, daß mit zunehmender Entfernung von der Störung die tektonogen aufgeprägten Merkmale zwar abgeschwächt werden, die Zersetzungserscheinungen jedoch erhalten bleiben. Dieser Befund einer vortek-

tonischen Umwandlung wird durch Gerölle in den Grödener Schichten bestätigt.

Die Gesteinsgruppe "c" und hier wiederum besonders die hangenden, heiß verbackenen, ignimbritischen Tuffe, sind als primäre Erzträger von besonderer Bedeutung. Ihnen galt als sogenannter amasso metallifero das bergmännische Interesse.

Vor dem Mundloch des O'Connor-Stollens liegt zinnoberreiches Haldenmaterial der jüngsten Schürfe unterhalb der Tomé-Sohle mit einem mittleren Hg-Gehalt von mindestens1 % und einem derzeitigen Wert des leicht ausbringbaren Quecksilbers von 5 - 6000 DM.

Während die Zinnoberführung der übrigen Gesteine entweder in markasitfreien Schnüren und Klüften oder nur spektralanalytisch nachweisbar in submikroskopischer Verteilung auftritt, können diese Vulkanite der O'Connor-Halde als typisch für Struktur und Textur der Mineralisation angesehen werden.

Markasit/Pyrit:

Eisenkies kommt vor allem im "Oberen Komplex" zwischen Passo Cereda und Sagron als Pyrit in winzigen, isolierten Kriställchen oder als Imprägnation von Klüften aus vor, erreicht jedoch in Vallalta als Markasit eine auffallende Konzentration in faust- bis kopfgroßen Putzen und Schlieren, die von Klüften durchschnitten und geharnischt werden. Auf diese Weise wird oft eine Imprägnation des Nebengesteins von Klüften aus vorgetäuscht. Die Erzführung erreicht, abgesehen von Mobilisationen, die Grödener Fazies nicht und überspringt eingeschuppte Schichtglieder jünger als die Vulkanite. In den Tuffen liegt der Markasit in Flecken, strahligen Aggregaten oder Säulen in der Glasbasis und in zersetzten Plagioklasen oder Biotiten vor. Er dringt randlich in die Glasscherben in Form von verdrängenden, idiomorphen Kristallindividuen ein, während die Quarzeinsprenglinge nur auf Rupturen mineralisiert sind.

Nicht selten beobachtet man fluidaltexturierte Porphyreinschlüsse, die bereits vor ihrer Einbettung vererzt gewesen zu sein scheinen.

Pyrit ist im Lagerstättenbereich ausgesprochen selten und tritt hauptsächlich als kleine gerundete Körner innerhalb umgelagerter Zinnoberkonzentrationen auf.

Zinnober:

HgS kommt als feinkristallines, gut polierbares, stark anisotropes, im Dünnschliff tiefblutrotes Gemenge stets zusammen mit Markasit vor und wird von Kalzit verdrängt. Das wechselseitige Mengenverhältnis variiert in weitesten Grenzen und kann bis zum völligen Verschwinden der einen Komponente im Schliffbereich führen. Die Tendenz des Zinnobers, sich zusammen mit Chalzedon auf Klüften und Unterdruckzonen, aber auch auf Bewegungsflächen unter Kornvergröberung anzureichern, ist augenfällig. Bevorzugt werden kaolinisierte Plagioklase, zersetzte Biotite und stärker entglaste Glasfetzen verdrängt, während isolierte Körner in der Grundmasse seltener und kleiner bis herab zu submikroskopisch sind. Erst bei stärkerer Konzentration breitet sich Zinnober in der Matrix aus und umhüllt die Quarze, sodaß ein "Sandstein" mit HgS-Bindemittel entsteht.

Markasit und Zinnober sind gleichzeitig abgesetzt worden, wenngleich durch die leichte Mobilisierbarkeit des HgS eine räumliche Trennung und ein scheinbar jüngerer Absatz erfolgt sein kann. Beide Erze werden von Scherungen betroffen. Das häufige, spätige Karbonat ist ungewöhnlich stark drucklamelliert. Neubildung von idiomorphen Quarzen (SMV, 1964) war nicht feststellbar.

Bleiglanz und Zinkblende wurden bisher aus dieser Lagerstätte noch nie beschrieben. In einer Zinnoberkluft mit Gelstrukturen konnte ich diese beiden Erze erstmalig nachweisen.

Zinkblende:

ZnS kommt als mm-große, oft knatig begrenzte Körner mit gelblich-braunen Innenreflexen in den randlichen Partien der HgS-Anreichungen oder in der Grundmasse vor. Sie überwiegt mengen- und größenmäßig über Bleiglanz, ist jedoch sehr selten.

Bleiglanz:

PbS tritt in mm-großen, hypidiomorphen Körnern als Einschluß im Zinnober oder zusammen mit Zinkblende an dessen Grenze zur Grundmasse auf.

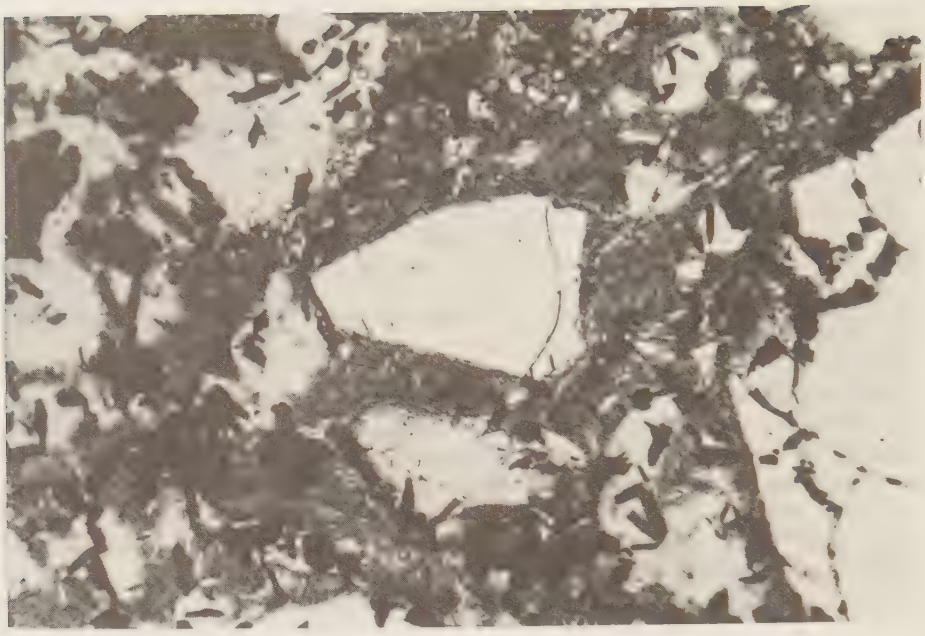


Abb. 8 HgS und Markasit (schwarz) in schwach fluidaltexturierten, ignimbritähnlichen Tuffen des "Oberen Komplexes"; Glasscherben, kaolinisierte Plagioklase (hellgrau) und mikrokristallin entglaste Grundmasse (dunkelgrau) werden von Erz verdrängt, während Quarz und Kalifeldspat (weiß) nur auf Rissen infiltriert werden.

Schliff 2079/152 Y, Halde O'Connor/Vallalta, 250x

Abb. 9 Stark anisotropes Zinnober-Reicherz (Grautöne), idiomorpher Pyrit (hellgrau, rechte Bildseite), nadeliger Markasit (hellgrau, Bildmitte) und Bleiglanz (weiß).

Anschliff 0341, Halde O'Connor/Vallalta, N + 80°, 70x

3.4 Bemerkungen zur Genese

Es darf als gesichert angenommen werden, daß die Zinnobervererzung präalpidisch ist und daß das Val Sugana-Störungssystem nur eine teilweise Umlagerung des Stoffbestandes bewirkt hat. Das HgS erscheint als primäre Imprägnation nur in den obersten Vulkanoklastika, während Markasit allgemeiner und auch in tieferen Partien der Eruptivserie verbreitet ist. Die epigenetischen Kluftabsätze in den invers lagernden, ausschließlich permischen Gesteinen werden noch von jüngeren Bewegungen betroffen und lassen stets einen direkten Zusammenhang mit der ursprünglichen Mineralisation ohne weite Wanderwege erkennen. Die chemischen Umwandlungserscheinungen fügen sich zwar in das regionale Bild, sind jedoch im Lagerstättenbereich auffallend gesteigert.

Die Erzzufuhr muß unmittelbar nach dem Absatz des Tuff-Komplexes und vor Sedimentation der Grödener Schichten, bzw. deren Tonschiefer durch Thermen oder Exhalationen als Imprägnation oberflächennaher Gesteinsbereiche, wahrscheinlich paradiagenetisch erfolgt sein. Zonen besonders intensiver chemischer Zersetzung und auffallender Zerrüttung, die das Gesteinspaket ohne ersichtliche tektonische Beeinflussung durchsetzen, könnten als Zufuhrswege angesehen werden. Über die Ausbruchsstellen der Tuffe ist nichts bekannt. Es sei aber darauf hingewiesen, daß in wenigen km Entfernung bei Titelle ein mächtiger permischer Porphyritgang durch die kristallinen Schiefer bricht und damit vulkanische Aktivität in der näheren Umgebung von Vallalta wahrscheinlich macht, wofür auch die gesteigerte Mächtigkeit und eigentümliche Fazies der Absätze, die sonst nirgends beobachtet wurden, sprechen.

Die Bereiche intensiver hydrothermaler oder exhalativer Zersetzung, die stets in engem Zusammenhang mit konzentrierter Erzführung stehen, beschränken sich nur auf die Vererzungszone selbst und setzen nicht ins Liegende durch. So sind die älteren Vulkanite und die Basalbildungen im Liegenden der Lagerstätte steril in Bezug auf Zinnober.

Über die Herkunft der Erzlösungen können nur Vermutungen angestellt werden. Immerhin erscheint es bemerkenswert, daß Quecksilber als Spurenelement auch in den kristallinen Schiefern vorkommt. Dort ist es ausschließlich auf die Kieselschiefer und zurücktretend auf die Kohlenstoff-Phyllite der Schwarzschieferformation in Verbindung mit altpaläozoischen Vulkaniten, aber ohne ersichtlichen Zusammenhang mit der permischen Lagerstätte, beschränkt. Untersuchungen mit UV-Lampe und Butanbrenner (s. Kap. A 3.2) als systematische Profilaufnahme und im Labor an umfangreichem Probenmaterial, bestätigten diese Exklusivität der Hg-Führung.

Der Gedanke liegt deshalb nahe, die Lagerstätte von Vallalta als regeneriert anzusehen, deren Erzgehalt aus dem Altpaläozoikum stammt und während der permischen vulkanischen Aktivität mobilisiert und durch Exhalation oder Thermen in den jüngsten permischen Tuffen konzentriert abgeschieden wurde (vgl. ANDREATTA, 1953, 1954, 1955).

2. Sideritisch-ankeritische Fahlerzgänge

Wie schon im petrographischen Teil mehrfach erwähnt, zeichnet sich das Metamorphikum am Mis durch eine örtlich gesteigerte, stets aber im Schliff zu beobachtende Durchäderung oder Durchtränkung mit Karbonaten der Siderit-Ankerit-Reihe aus. In auffallender Häufung treten sideritische Gänge von mm bis m-Dicke zwischen Misschlucht und Sagron in kompakten Porphyroiden, Diabasen und vor allem Albit-Porphyroblastenschiefern auf. Die Zufuhr der karbonatischen Lösungen erfolgte präalpidisch, da im Bereich alpidischer Störungen sich die kataklastischen Erscheinungen verstärken. Andererseits haben die Gänge die varistische Faltung und Transversalschieferung nicht mitgemacht, sondern setzen mit geringer Wellung und Verbiegung diskordant durch und werden vom Val Sugana-Störungssystem abgeschnitten oder versetzt. Eine ähnliche sideritische Vererzung findet sich auch in den permischen Eruptiva, erreicht aber die Grödener Schichten nicht mehr. Die Frage, ob die Sideritführung des "Quarzporphyrs" einem eigenen vulkanogenen Vorgang oder einer Mobilisation aus dem Liegenden zuzuschreiben ist, kann nicht

eindeutig beantwortet werden. Eine übergeordnete Vererzung, die im Perm Vulkanite und Metamorphikum gemeinsam betroffen hat, erscheint wenig wahrscheinlich, da die zerrütteten Gänge der Eruptiva stets chalzedonisch und frei von Fahlerz sind. Eine systematische Untersuchung der permokarbonen Basalbildungen brachte keinen Hinweis auf karbonatische Zufuhr oder durchschlagende Gänge. Somit scheint keine unmittelbare genetische und zeitliche Verbindung zwischen Siderit-Ankerit der kristallinen Schiefer und Vulkanite zu bestehen. Ebenso wenig besteht ein Zusammenhang zwischen Siderit-Bournonit-Fahlerzgängen und der lokalen Zinnober-Imprägnation der jüngsten Vulkanoklastika, welche jünger und scharf getrennt ist.

> Die Gänge waren seit alters her Gegenstand wiederholter Abbauversuche, wobei in erster Linie der Aghaltige Tetraedrit gewonnen wurde. Nach OREGLIA (1914) standen die Gruben im 16. Jahrhundert in Blüte, als Eisenkarbonat und sekundäre Hydroxyde bei Tisèr gefördert und in der Nähe, später in Primör, verhüttet wurden, während sich nach 1740 das Hauptgewicht mehr auf das silberhaltigeFahlerz und den Bournonit ("rame grigio") des Mis-Ufers verlagerte. Die alten Öfen waren 1750 bereits verfallen, deren Schlacken nach CATULLO 1823 noch sichtbar. Die genaue Lage der Stollen ist nicht mehr bekannt.
>
> Die meisten Notizen beziehen sich auf zwei, auf der Karte nicht erwähnte Lokalitäten: Pian delle Loppe S und SW und Pian della Stua E California, beide am Mis gelegen. Am Pian delle Loppe ("Schlackenfeld"), besonders am Weg nach Vallalta, findet man Bruckstücke schwerer, schwarzer, kaum poröser, plattiger Schlacken mit hohem Fe- und Cu-Gehalt in großer Verbreitung als Hinweis auf einen umfangreichen Schmelzbetrieb. Da in Vallalta kein Kupfer vorkommt und andererseits in den Schlacken kein Quecksilber nachweisbar ist, scheidet eine Verschwemmung von Vallalta-Schlacken flußabwärts aus. Die alten Öfen müssen ganz in der Nähe gestanden haben.

Ich fand auf der Südseite des Mis westlich des Valle Lovatèl zwei von Alluvionen und Hangrutsch verdeckte Mundlöcher, von denen eines durch seine Fassung in Seitenmauer und Firststein offenbar zu einem Hauptstollen gehörte. Nach PONGAN (1923) wurde hier im Jahre 1922 ein N-S-verlaufender, 140 x 1 x 170 m messender Stollen in Holzarmierung aufgefahren, der bis 7.50 m Schieferschutt, bis 40.80 m geschichtete Quarzitschiefer (90/87 NW), bis 42.90 m anchimetamorphe Schwarzschiefer und dann eine Wechsellagerung von jeweils 7 - 10 m mächtigen Quarzitschiefern, Schwarz- und Talkschiefern antraf, in denen der Vortrieb nach 100 m Gesamtlänge stehenblieb. Da die beiden erwähnten, wiederaufgefundenen Mundlöcher in Albit-Porphyroblastenschiefern liegen, bedeutend kleineren Querschnitt besitzen und nach Arbeitsmethode und Versturz einer älteren Periode anzugehören scheinen, dürfte sich diese Notiz auf einen offenen Stollen am Nordufer des Mis E von Scoli beziehen, aus dem die Armierung später entfernt worden ist. Dimensionen und Gesteinsprofil übertage stimmen gut mit den Angaben PONGAN's überein. Eine Begehung erschien ohne Begleiter und wegen des hohen Wasserstandes nicht ratsam.

CUCAGNA (1961) erwähnt einen vor wenigen Jahren noch befahrbaren Stollen (nach MORETTI, 1939, damals 60 m tief zugänglich) auf Siderit und Fahlerz am Pian della Stua in einem 1 - 2 m mächtigen Gang. Durch frische Haldenfunde, morphologische Merkmale und Arbeitsspuren gelang es, das vermurte Mundloch zu lokalisieren. Der Schurf wurde am 20.12.1922 in SW-Richtung begonnen und blieb nach 136 m Länge in Grödener Sandstein, der übertage erst weiter im E erstmals nachgewiesen wurde, stehen. 49 m verlaufen in einem alten Stollen, der vor 1860 datiert und Fahlerz nachging. Der Gang, dessen Mächtigkeit bis zur völligen Abschnürung in Streichen und Teufe stark schwankt, verläuft bei steilem Einfallen in NW-SE-Richtung senkrecht zur Val-Sugana-Störung.

> Anschliffe von Haldenstücken zeigen eine gute Erzführung in Form von putzenförmigen oder strahligen, bis dm-großen, makroskopisch fahlsilbernen Tetraedrit-Bournonit-Verwachsungen in einer ankeritisch-sideritischen Gangart mit wenig Baryt. Der Bournonit wird oft von schmalen Pyritsäumen mit idiomorphen Kristallformen zur Gangart hin als jüngste Bildung umgeben. Das schmutzig braunstichige, rosa- bis cremefarbene, isotrope Fahlerz liegt meist als Flecken und Schlieren im Bournonit vor, der deutlich anisotrop und zuweilen beispielhaft parkettiert ist. Pyrit in feinstkörnigen Aggregaten wurde auch im Tetraedrit, nie jedoch im Bournonit beobachtet. Spuren schwacher Kataklase sind häufig.

Wenn überhaupt, hat nur dieser Gang Wert als Spekulationsobjekt. Bei ausreichenden Vorräten, deren Sicherstellung keinen allzu großen finanziellen Aufwand erfordern würde, könnte nach Ausweis der Haldenproben ein kleiner Betrieb mit Gewinn arbeiten. Wiedergewältigung und Neuerschließung erfordern etwa 5000.- DM, die größtenteils

aus dem Erlös des aufgefahrenen Erzes und des Haldenmaterials gedeckt werden könnten. Anstrengungen in dieser Richtung werden durch den derzeitigen Konzessionsinhaber durchgeführt.

3. Syngenetische Vererzungen der Schwarzschiefer-Formation

Die Schwarzschiefer, bzw. die stärker metamorphen Kohlenstoff-Phyllite sind durch eine weit verbreitete schichtige Erzführung gekennzeichnet.

Große wirtschaftliche Bedeutung erlangte die einstmals berühmte Grube von Agordo/Val Imperina, die auf eine SW-NE-streichende, 70° N-fallende, 550 m lange, durchschnittlich 35 m dicke und 200 m tief abtauchende Pyritmasse ansetzte, in deren Nähe unbedeutende kleinere Lager liegen.

Im 14. Jahrhundert - erste Berggesetze der Fürsten von Venedig datieren 1488 (CORNIANI DEGLI ALGAROTTI, 1823) - wurden die im hinteren Val Imperina gelegenen randlichen, PbS- und Ag-reichen Partien des im Bach als Härtling ausbeißenden, kupferkiesführenden Lagers abgebaut. Um 1450 begann die Kupfergewinnung mit eigenen Anreicherungs- und Vorröstverfahren aus Erzen mit 1 - 7% Cu (MORETTI, 1927) und lokalem Anstieg bis 30% Cu im Fördergut (TORNQUIST, 1933). Die Lagerstätte war durch Jahrhunderte der wichtigste Kupferlieferant der Republik Venetien. Ab 1893 wurde hauptsächlich Pyrit zur H_2SO_4 - Herstellung abgebaut. 1931 schränkte nach mehrmaligem Besitzerwechsel die MONTECATINI die Produktion auf 50000 Jahrestonnen ein (SQUARZINA, 1963). Nach eingehender geologischer und geophysikalischer Untersuchung wurde die Grube 1962 bei einem Stand von 250 Arbeitern aufgelassen (Produktion 1950: 30461 t Erz; 1957: 40788 t Erz; durchschnittlicher Cu-Gehalt: 1,5%). Die Einstellung des Betriebes erfolgte vor allem wegen des ständig abnehmenden Kupfergehaltes, den hohen Gewinnungskosten und der ungünstigen Marktlage. Die Anlagen über- und untertage sind durch Wildwasser und Einsturz bereits so stark verfallen, daß eine rentable Wiedergewältigung immer aussichtloser erscheint.

An Erzmineralien wurden in Haldenstücken beobachtet: Pyrit, Kupferkies, Bleiglanz (nach alten Analysen mit 300 g Ag/t PbS), Zinkblende und Arsenopyrit. ZANCHI (Ber. v. 20.9.1770) erwähnt Antimonit, TORNQUIST (1933) auch Cassiterit. Ferner sollen Spuren von Mn, Au und Co gefunden worden sein.

Der reiche Bergbau im Val Imperina gab Anlaß, im gesamten Verbreitungsgebiet der Schwarzschiefer auf weitere Erzvorkommen zu prospektieren. Zahlreiche Schürfe zwischen Agordo und Sagron gingen Pyritkonzentrationen und Malachit-Anflügen nach, ohne jedoch im erhofften Maße fündig zu werden.

Im Rahmen einer großzügigen Prospektionstätigkeit führte die Firma "Erda"/Göttingen 1923 rund 15000 geoelektrische Messungen mit Wechselstrom und einem Punktabstand von 50 m, bzw. 25 m über Störkörpern durch. Bohrungen und ein Schacht auf Pyrit-Indikationen an der Forcella Franchè und bei Tisèr in 80 - 200 m Tiefe (MORETTI, 1927) blieben wegen Materialschadens, Einsturz und zu geringer Erzführung erfolglos. PONGAN (1923) zählt Schürfstollen unterhalb des Col di Mut nordöstlich der Forcella Franchè, im Val Sarzana und am Cordevole auf, die von der MONTECATINI 1921 aufgefahren, aber bald wieder verlassen wurden. Die intensivsten Schürfe erfolgten in der Schwarzschieferformation von Tisèr im hintersten Val Paganin, wo bereits alte Baue standen.

a. Ronch del Gabbo, gegenüber Lambroi, linke Talseite; Stollen 18 m lang, kleiner Querschnitt. Steht in Schwarzschiefern mit Pyritkristallen. Nicht mehr zugänglich; aus Stollenmundloch Fe-reiche Quelle.

b. Val del Rore (alle Roe, l'Eroe) in Richtung auf Curti. Begonnen 1922, aufgegeben 1923; Stollen 98 m m lang. Bis 42 m weiße und graue quarzitische Schiefer, hierauf Chloritschiefer.

c. NE unterhalb Mattarelli (auf topograph. Karte Mattarei). Bis 48 m Schwarzschiefer, dann rechtwinklige Gabelung mit jeweils 17 m Länge.

d. Sass Peronaz im Hintergrund des Paganin-Tales unterhalb Tisèr in Richtung auf Mattarelli. Stollen 195 m lang mit Holzarmierung.

Einen weiteren, befahrbaren kurzen Stollen mit abschließendem Schacht auf Pyrit und Kupferkies fand ich an der Straße zwischen Rivamonte und Miotte.

> Haupterz ist Pyrit, der in zwei Generationen auftritt. Pyrit I ist stark kataklastisch bis mylonitisch, Pyrit II als maximal 0,5 cm große, poikilitische Matablasten mit teilweise orientierten rundlichen Einschlüssen von Zinkblende, Bleiglanz, Arsenkies, Fahlerz und selten Kupferkies ausgebildet. Randlich erfolgte Limonitbildung in Krusten und wirren Stengeln (meist Nadeleisenerz), wobei auch die Zinkblende verdrängt wird. Abgesehen von den spärlichen Einschlüssen im poikiloblastischen Pyrit setzt sich die Grundmasse aus mylonitisiertem Pyrit, nicht kataklastischer Zinkblende mit Zwillingslamellierung und ungewöhnlich reichen, oft orientierten Kupferkiesentmischungen, die in Schliffen vom Val Imperina nur schwach in Erscheinung treten, aus schlierigem Bleiglanz, idiomorphen bis buchtig angelöstem Kupferkies und idiomorphem, teilweise zerbrochenem Arsenopyrit zusammen.

Abb. 7 Poikilitischer Pyritporphyroblast (weiß) mit Einschlüssen von Zinkblende mit Kupferkies-Entmischungen (dunkelgrau), Kupferkies (hellgrau) und Fahlerz (mittelgrau).
Anschliff 0470, Schurfstollen Miotte, 150x

Unterhalb der Häuser von "I Vori" (970 m; Ortsname nur den Einheimischen bekannt; angeblich aus "villagio d'oro" abzuleiten) NE Sagron liegt in einem Tälchen östlich des Pante-Baches auf 850 m über NN das Mundloch zu einem ausgedehnten, verzweigten Grubengebäude mit einigen 100 m Streckenlänge in guter Erhaltung. Ein zweiter, kurzer Stollen setzt am Mis an und versuchte die Vererzung zu unterfahren. Er endet nach wenigen m blind. Auch dieser Abbau, der vermutlich zwischen den beiden Weltkriegen zuletzt beschürft wurde, geht auf Pyrit - angeblich mit einem geringen Goldgehalt - um uns sitzt in feinschichtigen, schwach metamorphen Kohlenstoffschiefern, die kaum von s_2 betroffen sind. Die Vererzung zeigt prächtige synsedimentäre Texturen in Lagen bis herab zu Bruchteilen eines mm.

In Gosaldo heißt eines der ältesten, am weitesten talaufwärts gelegenen Häuser "Fusina" (Schmelzhütte). Angeblich habe am Torrente dei Molini ein kleiner Bergbau auf silberhaltigen Bleiglanz bestanden. Eine Verleihung vom 23.3.1722 lautet:

> "nella Valle di monte Ortiga, sotto la Regola di Gosaldo, Territorio di Agort. Salvador Gaz. Minera contenente argento. Confina a mattina Monte di Luna, a mezzodì strada commune, a sera monte di Cavalera, a settentrione montagna di Spritt."
> (Moderne Übersetzung: "im Tal des Berges Ortiga, Gemeinde Gosaldo, Bezirk Agordo. Verliehen an Salvatore Gaz ein Schurfrecht auf Silber. Konzessionsgrenze im Osten Col di Luna, im Süden Gemeindestraße, im Westen Cavallera-Alm, im Norden Wände des Croda Grande-Massivs.")

Obwohl die Lokalität durch den hier allein in Frage kommenden Ausbiss von Muskowit-Albit-Schiefern und Perm unter weithin ziehender, mächtiger Moränenbedeckung im Bachbett genau abgegrenzt ist, konnte ich keine Erz- und Abbauspuren mehr finden.

Weitere, wirtschaftlich bedeutungslose, hierherzustellende Vererzungen wurden zeitweise bei Digoman (Val del Gias), am Colle Armarolo und bei Voltago beschürft. Alle Gruben einschließlich der Eisenhütte von Taibon am Ausgang des San Lucano-Tales nordwestlich Agordo mußten nach dem 17. Jahrhundert eingestellt werden, da das gesamte schlagbare Holz in enormen Mengen zur Kupferausbringung ins Val Imperina und später nach Vallalta ging. Die Spuren der räuberischen Einschläge sind heute noch sichtbar.
Allen untersuchten Mineralisationen dieses Typus ist die Beschränkung auf Schwarzschiefer, bzw. Kohlenstoffphyllite, Schichtgebundenheit und die Überprügung durch varistische Fältelung und Transversalschieferung gemeinsam. Die sedimentären Texturen können durch Mobilisation und Sammelkristallisation zwar verwischt sein, sind aber vor allem in erzarmen Handstücken und Aufschlüssen meist noch deutlich erhalten.

Die varistischen Deformationen brachten eine intensive Kataklase mit sich, die durch Neusprossung vor allem von Pyrit-Porphyroblasten noch nicht voll verheilt ist. Bemerkenswert ist das Auftreten von Fahlerz als Einschlüsse in poikiloblastischem Pyrit. TORNQUIST (1933) erwähnt aus der Lagerstätte Val Imperina posttektonischen Siderit/Ankerit, welcher jünger als die Mylonitisierung der Erzmasse ist. Ein Vergleich mit den sideritischen Fahlerzgängen des Mis-Tales drängt sich geradezu auf. Es spricht nichts dagegen, daß die altpaläozoischen syngenetischen Erze von einer jüngeren Mineralisation betroffen wurden, der in den Albit-Porphyroblastenschiefern die gangförmigen Bildungen entsprechen. Dies wäre ein weiteres Argument für das spätvaristische Alter der Siderit-Fahlerz-Gänge, welche die permotriassischen Gesteine nicht mehr erreichen und von alpidischen Störungen abgeschnitten werden.

ANGEFÜHRTE LITERATUR

ACCORDI, B.: (1955) Le dislocazioni delle cime (Gipfelfaltungen) delle Dolomit. - Annali dell' Univ. di Ferrara (Nuova Serie), Sez. 9, Scienze Geol. e Pal., 2, N. 2, 65 - 186.

- (1956) Calcareous Algae from the Upper Permian of the Dolomites (Italy) with Stratigraphy of the "Bellerophon-Zone". - Journal of the Palaeontological Society of India, 1, 75 - 84, Taf. 6 - 11, Lucknow 1956.

- (1957) Nuove ricerche sui corrugamenti di vetta (Gipfelfaltungen) delle Dolomiti occidentali. - Boll. Soc. Geol. Ital., 76, 1 - 23, Roma 1957.

- (1959) Il Permiano superiore delle Dolomiti e le sue relazioni con l'orogenesi ercinica. - Est. Geol., 15, Madrid 1959.

AGTERBERG, F.P.: (1961) Tectonics of the Crystalline Basement of the Dolomites in North Italy. - Geol. Ultraiectina, 8, 232 S., Utrecht 1961.

- (1964) The Method of Statistical Structural Analysis (Applied to the Crystalline Basement of the Dolomites in North Italy). - Geologie en Mijnbouw, 43, 222 - 235.

ANDREATTA, C.: (1950) Il complesso dei porfidi quarziferi atesini. - 1. Congresso Internazionale del Porfido, 1 - 8, Trento 1950.

- (1953) Über die Entstehung regenerierter Lagerstätten durch Magmatismus und tektonisch-metamorphe Mobilisierung. - N. Jb. Min., Mh., 5/6, 131 - 142, Stuttgart 1953.

- (1954a) Über die Verglimmerung der Plagioklase in der tektonischen Metamorphose. - Tschermaks min. u. petrogr. Mitt., 4, Heft 1 - 4, 350 - 359, Wien 1954.

- (1954b) Stoffmobilisierung und Stoffbewegungen bei der tektonischen Metamorphose. - N. Jb. Min., Mh. 1/2, 2 - 17, Stuttgart 1954.

- (1955) Noch einmal über die Regeneration von Lagerstätten und über die Stoffmobilisierung. - N. Jb. Min., 5, 112 - 117, Stuttgart 1955.

- (1959a) Nuove osservazioni sulla serie basale della zona meridionale del sistema vulcanico atesino. - Accad. Naz. dei Lincei, Rend. della classe di scienze fisiche, mat. e nat., Serie 8, 26, fasc. 2, Roma 1959.

- (1959b) Aufeinanderfolge der magmatischen Tätigkeiten im größten permisch-vulkanischen Schild der Alpen. - Geol. Rdsch., 48, 99 - 111, Stuttgart 1959.

- (1961) Metablastesen im kristallinen Sockel der Südalpen. - N. Jb. Min., Abh., 96, 2/3, 228 - 232, Stuttgart 1961.

ANONYM: Notizie sulla industria mineraria nella Venezia sotto il dominio della Repubblica. - Manuskript Ist. Tecnico Min. "Follador", Agordo, n. dat.

- Zn, Pb in der Provinz Belluno. - Manuskript Ist. T. Min. "Follador", Agordo, nach 1962.

- Miniere di Rame e di Pirite (Provincie di Belluno-Friuli-Vicenza). - Manuskript Ist. Tecnico Min. "Follador", Agordo, um 1960.

- Miniere di Piombo argentifero nelle Provincie di Belluno-Vicenza e Udine. - Manuskript Ist. Tecnico Min. "Follador", Agordo, um 1960.

- Miniere di Zinco e Mercurio (Prov. di Belluno-Vicenza-Udine). - Manuskript Ist. Tecnico Min. "Follador", Agordo, um 1960.

BAUER, G.: (1852) Stabilimento montanistico di Agordo. - 22 S., Belluno 1852.

BEMMELEN, R.W. Van: (1966) The Structural Evolution of the Southern Alps. - Geol. en Mijnbouw, 45, 12, 405 - 444, 1966.

BIBOLINI, P.: (1924) Le miniere di Agordo. - Boll. Soc. Geol. Ital., 43, 243 - 344, Roma 1924.

BOER, J. De: (1963) The Geology of the Vicentinian Alps (NE-Italy). - Diss., Utrecht 1963.

BOSELLINI, A.: (1965a) Lineamenti strutturali delle Alpi Meridionali durante il Permo-Trias. - Mem. Museo di Storia Nat. della Venezia Trident., 15, Jg. 28, 1 - 68, Trento 1965.

- (1965b) Schema strutturale del Permo-Trias postercinico nelle Alpi Meridionali. - Acc. Naz. dei Lincei, Rend. di classe di scienze fis., mat. e nat, 38, Serie 8, fasc. 2, 216 - 222, Roma 1965.

BRINKMANN, R.: (1928) Gipfelflur und Lagerstättenstockwerke in den Alpen. - Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, mathem.-physik. Kl., 217 - 232, Göttingen 1928.

CASTIGLIONI, B.: (1935a) Costituzione geologica della depressione Agordo-Primiero (Alpi Dolomitiche). - St. Trent. Sc. Nat., Riv. della Soc. di St. per la Venezia Trident., 16, fasc. 1, 39 - 60, Trento 1935.

- (1935b) Relazione sui rilevamenti geologici nella regione dolomitica. - Ufficio Idrografico del R. Magistrato alle Acque, 23 S., Padova 1935.

- (1938) Sugli stadi postwürmiani nelle Alpi Orientali. - Verh. d. 3. Int. Quartär-Konferenz, 106 - 109, Wien 1938.

- (1939) Il Gruppo delle Pale di San Martino e le valli limitrofe (Alpi dolomitiche). - Ministero dei Lavori pubblici - Magistr. alle Acque, Pubbl. 145, 101 S., Roma 1939.

- (1964) Sul morenico stadiale nelle Dolomiti. - Cons. Naz. delle Ricerche (Centro di studio per la geografia fisica), ersch. Mem. Ist. di Geol. e Min. Univ. Padova, 24, 1 - 12, Padova 1964.

CIN, R. DAL: (1963) Primi risultati di uno studio sul "Verrucano Alpino" delle Dolomiti Settentrionali. - Boll. Soc. Geol. Ital., 82, fasc. 3, 1 - 15, Roma 1963.

- (1965) Ricerche morfoscopiche sulle Arenarie di Val Gardena della Regione Dolomitica. - St. Trent. Sc. Nat., 42, Sez. A, 163 - 172, Trento 1965.

COLACICCHI, R.: (1960) Le dislocazioni delle cime (Gipfelfaltungen) nelle Dolomiti. - Ric. Geo-Paleont. nelle Dol., Mem. Ist. Geol. e Min. Univ. Padova, 22, 1 - 49, Padova 1960.

CORNIANI DEGLI ALGAROTTI, M. A.: (1823) Dello stabilimento delle miniere e relative fabbriche nel distretto di Agordo. - 477 S., Venezia 1823.

CLAR, E., FRITSCH, W., MEIXNER, H., PILGER, A. & SCHÖNENBERG, R.: (1963) Die geologische Neuaufnahme des Saualpen-Kristallins (Kärnten), VI. - Carinthia II, Mitt. d. natw. Ver. f. Kärnten, 153 Jg., 23 - 51, Klagenfurt 1963.

CUCAGNA, A.: (1961) Le industrie minerarie, metallurgische e meccaniche del Cadore, Zoldano e Agordino durante i secoli passati. - Univ. degli Studi di Trieste, Ist. di Geografia, N. 4, 77 S., Trieste 1961.

D'AMICO, C.: (1956) Filladi granitizzate nella parte orientale del Cristallino di Cima d'Asta (nota preliminare). - Rend. Soc. Min. Ital., 12, 78 - 82, Pavia 1956.

- (1957)Studio delle filladi e delle rocce granitizzate derivate dall'alta Val Cismon (cristallino di Cima d'Asta). - Rend. Soc. Min. Ital., 13, 139 - 186, Pavia 1957.

- (1959) Nota preliminare sullo studio petrografico dell anticlinale cristallina tra Sagron-Mis e Agordo. - Rend. Soc. Min. Ital., 15, 25 - 26, Pavia 1959.

- (1961) Sulla utilizzazione del concetto di metablastesi per molte metamorfiti sud-alpine. - Rend. Soc. Min. Ital., 17, 219 - 244, Pavia 1961 (Pubbl. Ist. Min. e Petrogr. Univ. Bologna, III. Serie, 7).

- (1962) La zona cristallina Agordo-Cereda. - Pubbl. Ist. Min. e Petrogr. Univ. Bologna, III. Serie, 26 (Cons. Naz. delle Ric., Centro di St. Geol. e Petrogr. sulle Alpi), Padova 1962.

- (1964a) Le metamorfiti della Valsugana occidentale. - Mineralogica et Petrografica Acta, 10, 1 - 42, Bologna 1964.

- (1964b) Petrography and Tectonics in the Agordo-Cereda Region (Crystalline of the Southern Alps). - Geol. en Mijnbouw, 43, 236 - 244, Utrecht 1964 (Pubbl. Ist. Min. e Petrogr. Univ. Bologna, III. Serie, 49).

- (1964c) Petrografia e Tettonica nel Cristallino Sudalpino (in rapporto ad una tesi di F.P. AGTERBERG e con particolare riguardo alla zona Agordo-Cereda). - Atti Accad. delle Sc. Ist. Bologna, Cl. Sc. Fis., anno 152, Rend. Ser. 12, Heft 1, 1-16, Bologna 1964.

- (1964d) Relazioni comagmatiche tra vulcanesimo atesino e plutonismo di Cima d'Asta. La Provincia magmatica tardo - ercinica-tridentina. - Miner. Petrogr. Acta, 10, 157 - 176, Bologna 1964.

D'AMICO, C. & GHEZZO, C.: (1963) La sequenza delle vulcaniti permiane nell'area meridionale del sistema atesino (Trentino). - Miner. Petrogr. Acta, 9, 289 - 306, Bologna 1963.

DOZY, J. J.: (1935) Über das Perm der Südalpen. - Leidsche Geol. Mededeelingen, 7, 41 - 62, 1935.

FERRARA, G., LEDENT, D. & STAUFFER, H.: (1958) L'età delle mineralizzazioni uranifere nelle Alpi Occidentali.- CNRN (St. e Ric. della Div. Geomin.), 1, II, 725 - 737, Roma 1958.

FERRARA, G., STAUFFER, H. & TONGIORGI, E.: (1959) Analisi isotopica del piombo in sedimenti uraniferi delle Alpi orientali. - CNRN (St. e Ric. della Div. Geomin.), 2, 108 - 127, Roma 1959.

FERRARA, G., HIRT, B., LEONARDI, P. & LONGINELLI, A.: (1962) Datazione assoluta di alcune rocce del massiccio granitico di Cima d'Asta. Lab. - Lab. Geol. Nucleare, Pisa 1962.

FRIZ, C.: (1958) Osservazioni sulla serie paleozoica e sulle mineralizzazioni uranifere della Carnia e del Comelico. - Comitato Naz. per le Ric. Nucleare - CNRN (St. e Ric. della Div. Geomin.), 1, II, 674 - 688, Roma 1958.

FUCHS, W.: (1844) Die Venetianischen Alpen. - 60 S., Solothurn (Jent & Gassmann) / Wien (Rohrmann) 1844.

GIANNOTTI, G. P.: (1958) La serie permo-carbonifero delle Alpi centro-orientali. - CNRN (St. e Ric. della Div. Geomin.), 1, 1, 291 - 325, Roma 1958.

GIANNOTTI, G. P. & TEDESCO, C.: (1964) Le mineralizzazioni uraniferi del Trentino-Alto Adige. - L'industria Mineraria nel Trentino-Alto Adige, 357 - 382, Trento 1964 (Estr. "Economica Trentina" d. C. C. I. A. Trento, Nr. 1 - 2, 4 - 5).

HAIDINGER, W.: (1850) Notiz über die von A. v. HUBERT in der Umgebung von Agordo aufgesammelten Petrefakten. - Jb. k. k. Geol. Reichsanstalt, 1, 167 - 168, Wien 1850.

HERITSCH, F.: (1936) Die karnischen Alpen. - 204 S., Graz 1936.

HERITSCH, F. & KÜHN, O.: (1951) Die Südalpen. - in: SCHAFFER, F. X.: Geologie von Österreich, 233 - 301, Wien 1951.

HERITSCH, F. & SCHWINNER, R.: (1925) Zur Geologie der Karnischen Alpen. - Jb. Geol. Bundesanstalt, 75, 249 - 272, Wien 1925.

HORN, M.: (1914) Über die ladinische Knollenkalkstufe der Südalpen. - 107 S., Königsberg 1914.

HOUTERMANS, F. G.: (1960) Die Blei-Methoden der Geologischen Altersbestimmung. - Geol. Rdsch., 49, 168 - 196, Stuttgart 1960.

KARL, F.: (1959) Vergleichende petrographische Studien an den Tonalitgraniten der Hohen Tauern und den Tonalitgraniten einiger periadriatischer Intrusivmassen (Ein Beitrag zur Altersfrage der zentralen granitischen Massen in den Ostalpen). - Jb. Geol. Bundesanstalt, 102, 1 - 192, Wien 1959.

- (1964) Anwendung der Gefügekunde in der Petrotektonik, Teil 1. - Tektonische Hefte, 5, Clausthal-Zellerfeld 1964.

KAHLER, F. & PREY, S.: (1963) Erläuterungen zur Geologischen Karte des Naßfeld-Gartnerkofel-Gebietes in den Karnischen Alpen. - 116 S., Wien (Geol. Bundesanstalt) 1963.

KLEBELSBERG, R. v.: (1935) Geologie von Tirol. - 872 S., Berlin (Borntraeger) 1935.

KRAUS, E.: (1936) Der Abbau der Gebirge, Bd. 1: Der alpine Bauplan. - 352 S., Berlin (Borntraeger) 1936.

- (1951) Die Baugeschichte der Alpen, Teil 1 u. 2. - Berlin (Akademie-Verlag) 1951.

KULP, J. L.: (1960) The Geological Time Scale. - Int. Geol. Congr., 21. Session Norden, 3, 18 - 216, 1960.

(1961) Geologic Time Scale. - "Science", 133, N. 3459, 1105 - 1114, 1961.

LEONARDI, P.: (1940) Saggio di sintesi tettonica delle Dolomiti orientali. - Boll. Soc. Geol. Ital., 59, fasc. 2, 309 - 326, Rom 1940.

- (1943) Schema tettonico della regione dolomitica Veneto-Tridentina. - Ist. di Geol. R. Univ. Padova, 12, 1 - 16, Padova 1943.

- (1951) Flora e fauna delle Arenarie di Val Gardena (Permiano medio) delle Dolomiti Occidentali. - Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, 17, Padova 1951.

- (1955) Breve sintesi geologica delle Dolomiti Occidentali. - 58. Riunione estiva Soc. Geol. Ital., 80 S., Roma 1955.

- (1960) Studio statistico-sedimentologico di alcune faune werfeniane della Valle di Fiemme nel Trentino. - St. Trent. Sc. Nat., 37, 1, 17 - 29, Trento 1960.

- (1963a) Die Tektonik der Dolomiten im Rahmen des südalpinen Baues. - Geol. Rdsch., 53, 101 - 112, Stuttgart 1963.

- (1963b) Gravità, Diapirismo e Orogenesi nelle Dolomiti. - Giornale di Geologia (Annali Museo Geol. di Bologna), 31, 2, 1 - 13, Bologna 1963.

- (1965a) Tettonica e tettogenesi delle Dolomiti. - Atti Acc. Naz. dei Lincei, Mem., Cl. sc. fis., mat.-nat., 8, 7/3, 85 - 212, Roma 1965.

- (1965b) Tectonics and Tectogenesis of the Dolomites. - Eclogae Geol. Helvet., 58, 1, 49 - 62, 1965.

LEONARDI, P., ROSSI, D. & SACERDOTI, M.: (1961) Ricerche Geologico-Petrografiche sulle Vulcaniti Paleozoiche del Trentino Sudorientale. - Rend. Soc. Min. Ital., 17, 379 - 391, Pavia 1961.

LICHTENECKER, N.: (1938) Die gegenwärtige und die eiszeitliche Schneegrenze in den Ostalpen. - Verh. 3. Int. Quartär-Konferenz, 141 - 147, Wien 1938.

MANZONI, G. A. DE: (1871) Note sullo stabilimento montanistico di Vallalta. - 29 S., Venezia 1871.

MANZONI, G. DE: (1959) Circa la possibilità di ricerche minerarie nella provincia di Belluno. - Manuskript v. 5. Okt. 1959, Ist. Tecnico Min. "Follador", Agordo.

MAUCHER, A.: (1959) Erzlagerstättenbildung und permischer Vulkanismus im Raume von Trient (Norditalien). - Geol. Rdsch., 48, 131 - 140, Stuttgart 1959.

- (1960) Der permische Vulkanismus in Südtirol und das Problem der Ignimbrite. - Geol. Rdsch., 49, 2, Stuttgart 1960.

- (1965) Die Antimon-Wolfram-Quecksilber-Formation und ihre Beziehungen zu Magmatismus und Geotektonik. - Freiberger Forschungshefte, Heft C 186, 173 - 188, 1965.

MENT, J. de: (1952) Ultraviolet Light in Detection of Mercury. - Mercury Prospection, Ultra Violet Products, Bull. 8, S. 1 - 2, San Gabriel/Calif. 1952.

MITTEMPERGHER, M.: (1958) La serie effusiva paleozoica del Trentino - Alto Adige. - CNRN (St. e Ric. della Div. Geomin.), 1, 1, 61 - 145, Roma 1958.

- (1959) Concentrazioni uranifere connesse con i depositi ignimbritici atesini. - CNRN (St. e Ric. della Div. Geomin.), 2, 1 - 19, Roma 1959.

- (1960) Studio di alcuni vitrofiri del complesso vulcanico paleozoico atesino. - CNRN (St. e Ric. della Div. Geomin.), 3, 257 - 298, Roma 1960.

MOJSISOVICS, E. v.: (1875) Das Gebiet von Zoldo und Agordo in den Venetianischen Alpen. - Verh. k. k. Geol. Reichsanstalt, 220 - 221, Wien 1875.

- (1878) Über die südtiroler Quarzporphyr-Tafel. - Verh. k. k. Geol. Reichsanstalt, N. 3, 58 - 59, Wien 1878.

- (1879) Die Dolomit-Riffe von Südtirol und Venetien. - 552 S., Wien 1879.

MORETTI, E.: (1927) Esplorazioni geofisiche e rabdomantiche dei giacimenti di pirite dell'Agordino. - "La Miniera Ital.", N. 3, 1 - 6, Roma 1927.

- (1931) Le miniere di mercurio di Vallalta e Sagron in territorio di Gosaldo (Belluno) e di Sagron (Trento). - "L'Industria Mineraria", 1931.

- (1939) Cenni su alcune mineralizzazioni ferriferi della regione Dolomitica. - Boll. Soc. Geol. Ital., 57, 3, 1938, 373 - 378, Roma 1939.

MORTEANI, G.: (1962) Die periadriatischen Intrusiva der italienischen Ostalpen als typische Vertreter eines einheitlichen alpidischen Magmatismus in diesem Bereich. - 5. Meet. Geol., F.P.R. Yugoslavia, 63 - 70, 1962.

- (1966) Petrographisch-geologische und lagerstättenkundliche Untersuchungen im Cima d Asta-Kristallin. - Mem. Museo Trident. di Sc. Nat., Jg. 29/30, 16, 2, 1 - 136, Trento 1966.

MUTSCHLECHNER, G.: (1933) Cephalopodenfauna im Grödner Sandstein. - Verh. Geol. Bundesanstalt, 136, Wien 1933.

OREGLIA, E.: (1914a) Note sulla miniera di mercurio Vallalta. - Manuskript v. 27.2.1914, Ist. Tecnico Min. "Follador", Agordo.

- (1914b) Miniere di ferro nelle provincie di Belluno-Vicenza. - Manuskript v. 21.2.1014, Ist. Tecnico Min. "Follador", Agordo.

- (1915) Note sulla miniera di mercurio denominata "Vallalta" in territorio di Gosaldo. - "L'Industrie Mineraria", 1915.

PERNA, G.: (1964) Cinabro. - in: L'Industria Mineraria nel Trentino-Alto Adigo, S. 384, Trento 1964.

PIAZ, G. dal: (1912) Studi Geotettonici sulle Alpi Orientali (Regione fra il Brenta ed il lago di S. Croce). - Mem. Ist Geol. R. Univ. Padova, 1, 1 - 195, Padova 1912.

- (1918) Descrizione geologica del bacino della Piave. - Uff. Idrogr. del R. Magistr. alle Acque, Pubbl. 74, 38 S., Venezia 1918.

PIAZ, Giamb. dal: (1965) Meditazioni geologiche sul "Cristallino antico" delle Alpi. - Atti e Rassegna Tecnica Soc. degli Ingegneri e degli Architetti in Torino, Nuova Serie A 19-N 12, 573-576, 1965.

PICHLER, H.: (1957) Geologische Untersuchungen am Südrand der Bozener Porphyr-Platte nordöstlich von Trento. - Inaug.-Diss., München 1957.

- (1959) Neue Ergebnisse zur Gliederung der unterpermischen Eruptivfolge der Bozener Porphyr-Platte. - Geol. Rdsch., 48, 112 - 131, Stuttgart 1959.

- (1962) Beiträge zur Tektonik des Südteiles der Bozener Porphyrplatte im Raum um Trient (Ober-Italien). - Mitt. Geol. Ges. Wien, 55, 41 - 54, Wien 1962.

PONGAN, M.: (1923) Lavori di ricerca mineraria nella zona fra Vall Imperina e Vallalta. - Manuskript v. 16.10. 1923, Ist. Tecnico Min. "Follador", Agordo.

POTTER, P. E. & PETTIJOHN, F. J.: (1963) Paleocurrents and Basin Analysis. - Berlin-Göttingen-Heidelberg (Springer) 1963.

RATH, G. v.: (1864) Über die Quecksilber-Grube Vallalta in den Venetianischen Alpen. - Z. deutsch. geol. Ges., 16, 121 - 135, Berlin 1864.

RICH, J.: (1951) Three Critical Environments of Deposition and Criteria for Recognition of Rocks Deposited in each of them. - Bull. Geol. Soc. of America, 62, 1 - 20, New York 1951.

RICHTHOFEN, F. von: (1860) Geognostische Beschreibung der Umgebung von Predazzo. - Gotha 1860.

RITTMANN, A.: (1955) Sur une enclave volcanique trouvée par A. AMSTUTZ dans les Pennides. - Bull. Volc., 17, 3 - 12, 1955.

- (1960) Vulkane und ihre Tätigkeit. - 336 S., Stuttgart (Enke Verlag) 1960.

ROSENLECHER, R.: (1895) Quecksilbervorkommen und -gewinnung in Toscana. - Berg- und Hüttenm. Z., 54, 447 - 450, Leipzig 1895.

ROSSI, D.: (1964) Introduzione allo studio degli strati di Livinallongo della regione dolomitica. - Caratteristiche sedimentologiche delle ritmiti siliceo-calcaree. - Acc. Naz. dei Lincei, Rend. Cl. sc. fis., mat. e nat., Serie 8, 37, 6, 475 - 481, Roma 1964.

RZEHAK, R.: (1905) Die Zinnoberlagerstätte von Vallalta-Sagron. - Z. f. prakt. Geol., 13, 325 - 330, Berlin 1905.

SANDER, B.: (1948/1950) Einführung in die Gefügekunde geologischer Körper, Teil 1 u. 2. - Wien (Springer Verlag) 1948/1950.

SCHWINNER, R.: (1923) Die Oberflächengestaltung des östlichen Suganer Gebietes (SE-Tirol). - "Ostalpines Formenstudium" (LEYDEN), Abt. 3, Heft 2, 138 S., Berlin 1923.

- (1929) Die älteren Baupläne in den Ostalpen. - Z. deutsch. geol. Ges., 81, 110 - 120, 1929.

SIMAIKA, J. B. & DEEG, E. W.: (1957) Zur statistischen Analyse Geologischer Diagramme. - Geol. Rdsch., 46, 545 - 557, Stuttgart 1957.

SOC. MIN. VALLALTA: (1964) Nota sul giacimento cinabrifero di Vallalta. - in: L'Industria Mineraria nel Trentino-Alto Adige, 385 - 393, Trento 1964.

SQUARZINA, F.: (1959) Cenni sull'industria mineraria italiana nel XX. secolo. - "L'Industria Mineraria", Serie 2, 10, 7, 423 - 439, Roma 1959.

- (1963) Notizie sull'industria mineraria nel Veneto e nel Friuli-Venezia Giulia. - "L'Industria Mineraria", Serie 2, 14, Heft 4/S. 211 - 220, Heft 6/S. 327 - 337, Roma 1963.

SRBIK, R. v.: (1929) Überblick des Bergbaues von Tirol und Vorarlberg in Vergangenheit und Gegenwart. - Ber. Naturw.-Mediz. Ver. 41, 113 - 279, Innsbruck 1929.

STACHE, G.: (1874) Die paläozoischen Gebiete der Ostalpen. - Jb. k. k. Geol. Reichsanstalt, 24, 135 - 274, 333 - 424, Wien 1874.

TARAMELLI, T.: (1883) Note illustrative alla Carta Geologica della Provincia di Belluno. - 215 S., Pavia 1883.

TEDESCO, C.: (1958) Studio petrografico comparativo delle differenti facies di arenarie permiane delle Alpi Orientali. - CNRN (St. e Ric. della Div. Geomin.), 1, 1, 239 - 289, Roma 1958.

TORNQUIST, A.: (1933) Die Erzlagerstätten der Dolomiten und Venetiens - 1. Der Kiesstock von Agordo. - Sitz.-Ber. Akad. Wiss. Wien, math.-natw. Kl., Abt. 1, 142, 263 - 273, Wien 1933.

TRENER, G.B.: (1902) Vorlage der geologischen Karte des Lagorai- und Cima d'Asta-Gebirges. - Verh. k. k. Geol. Reichsanstalt, N. 6, 180 - 184, Wien 1902.

- (1904) Über die Gliederung der Quarzporphyrtafel im Lagoraigebirge. - Verh. Geol. Reichsanstalt, 390 - 393, Wien 1904.

- (1902 - 1913) Geologia delle regioni circostanti als Massiccio granitico di Cima d'Asta. - St. Trent. Sc. nat., A 34, 2, Trento 1957 (posthum).

TRINKER, J.: (1858) Die Entstehung und der erste Aufschwung der Quecksilbergrube Vallalta bei Agordo. - Jb. k. k. Geol. Reichsanstalt, 9, 442 - 444, Wien 1858.

VARDABASSO, S.: (1931) Profili geologici attraverso le Dolomiti occidentali. - Uff. Idrograf. del R. Magistrato alle Acque, Padova 1931.

VETTERS, H.: (1937) Erläuterungen zur Geologischen Karte von Österreich und seinen Nachbargebieten. - 351 S., Geol. Bundesanstalt, Wien 1937.

WINKLER, H. G. F.: (1967) Die Genese der metamorphen Gesteine. - 237 S., 2. Aufl. Berlin (Springer) 1967.

WOLFF, F. v.: (1905) Bericht über die Ergebnisse der petrographisch-geologischen Untersuchungen des Quarzporphyrs der Umgebung von Bozen. - Sitz. - Ber. Kgl. Preuss. Akad. Wiss., physikal.-math. Kl., 1043 - 1055, 1905.

- (1908) Beiträge zur Petrographie und Geologie des "Bozener Quarzporphyrs". 1. Die Gliederung und petrographische Beschaffenheit des Quarzporphyrsystems der Umgebung von Bozen (Südtirol). - N. Jb. Min., Geol. u. Pal., Beil. Bd. 27, 72 - 156, Stuttgart 1908.

ZIGNO, A. de: (1850) Übersicht der geschichteten Gebirge der Venetianischen Alpen. - Jb. k. k. Geol. Reichsanstalt, 1, 181 - 196, Wien 1850.

UNTERSCHIEDENE GEFÜGEELEMENTE, IHRE SYMBOLE, IHRE ZEICHEN IN DEN DIAGRAMMEN

APLIDISCHE TEKTONIK

Abkürzungen:

B	Faltenachse, gemessen
ß	Faltenachse, konstruiert
ss	Schichtflächen
s	Schieferung
K = S	Kluftschar
Vsch indet.	Verschiebungsfläche ohne definiertem Bewegungssinn
Vsch def.	Verschiebungsfläche mit definiertem Bewegungssinn
H o.Str.	Harnisch ohne Striemung
Hm.Str.	Harnisch mit Striemung
Fsp.	Faltenspiegel

Signaturen:

POLE

- × π-Pol
- ■ Kluftmaximum

Koordinateninterpretation der Maxima

- ac-Kreis
- bc-Kreis
- ab-Kreis
- hko
- hol
- okl
- Kontraktionsklüfte / Hangtektonik / nicht def. Max.
- □ Störungsmaximum
- • K = S
- o s_3 (im Metamorphikum)
- ▲ Harnisch mit Striemung
  - Striemungslinear
  - Bewegungssinn
- △ Harnisch ohne Striemung
- × Verschiebungsfläche, allgemeine
- \+ Verschiebungsfläche, definiert
  - Horizontalverschiebung
  - Auf-, Abschiebung (Bewegung d. Hangendscholle)

MAXIMUM - GROSSKREISE

- Schichtflächen
- Störungszonen

LINEARE

- ⊗ B (B_2 im Metamorphikum)
- o ß/ss

VARISTISCHE TEKTONIK

- o B_1 (gemessen)
- · s_2-Pol (Schieferung zu B_1)
- s_2-Großkreis
- ▲ Pol des π-Kreises s_2
- □ Pol des Faltenspiegels B_1
- Großkreis F.Sp.
- ✱ Kluftpol (ac zu B_1)

PRAEVARISTISCHE DEFORMATIONEN

- × s_1-Pol (= ss + Metamorphose-Bänderung)
- s_1-Großkreis
- ■ Pol des π-Kreises s_1

Darstellung und Auswertung:

SCHMIDT sches Netz, 10 cm Ø, stets untere Halbkugel.

Auszählkreis: 1 cm Ø = 1/100 Gesamtfläche.

Auszählraster: 5 mm, quadratisch

LEBENSLAUF

Am 1.12.1938 bin ich, Rainer Maria Anton Fellerer, als einziger Sohn des damaligen Verwaltungsinspektors Anton Fellerer und seiner Ehefrau Anna, geb. Graf, in München geboren.

Nach Besuch von Volksschulen in München und Landshut legte ich im Sommer 1958 am Humanistischen "Hans-Carossa-Gymnasium" die Reifeprüfung ab. Vom W.S. 1958/59 bis Ende 1964 studierte ich Geologie in München und legte am 9.11.1964 die Diplom-Geologen-Hauptprüfung mit einer Arbeit über den Südrand der Lechtaler Alpen ab. Während des Studiums erfolgten praktische Tätigkeiten bei der Ostbayerischen Energieversorgung, Mobil Oil und in Ghana.

Landshut, im April 1968

Meine Lehrer

an der Ludwig-Maximilians-Universität in München waren:

G. ANGENHEISTER, H.-J. AUTRUM, L. BRAUNER, R. DEHM, A. FAESSLER, H. FEHN, G. FISCHER, O. FÖRTSCH, H. HAGN, R. HUISGEN, E. KRAUS, A. MAUCHER, G. MENZER, H. MERXMÜLLER, F. NEUMAIER, I. SCHAEFER, H.-J. SCHNEIDER, E. WIBERG.